

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS

Departamento de Geodinámica



**ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO Y RECONSTRUCCIÓN DE
PALEOPAISAJES NEÓGENOS Y CUATERNARIOS EN LA
SIERRA DE ATAPUERCA Y EL VALLE MEDIO DEL RÍO
ARLANZÓN**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

Alfonso Benito Calvo

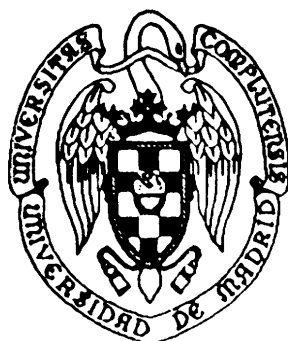
Bajo la dirección del doctor

Alfredo Pérez – González

Madrid, 2004

ISBN: 84-669-2585-6

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS
DEPARTAMENTO DE GEODINÁMICA



*Análisis geomorfológico y reconstrucción de
paleopaisajes neógenos y cuaternarios en la Sierra de
Atapuerca y el valle medio del río Arlanzón.*

Tesis Doctoral

Alfonso Benito Calvo
Madrid, enero de 2004

Director:

Alfredo Pérez-González

Departamento de Geodinámica

Facultad de Ciencias Geológicas

Universidad Complutense de Madrid

A mi familia

Esta Tesis Doctoral, que se ha realizado gracias al disfrute de una beca F.P.U en el Departamento de Geodinámica de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid, ha sido financiada por los proyectos de investigación de la DGICYT PB96-1026-C03-03 (El Pleistoceno de la Sierra de Atapuerca. Paleobiología de los homínidos del Pleistoceno. 1997-2000. Investigador principal: Juan Luis Arsuaga) y BXX2000-1258-03-02 (Geología, Geocronología y Paleobiología de los yacimientos de la Sierra de Atapuerca. 2000-2003. Investigador principal: Juan Luis Arsuaga). Los trabajos de campo han sido realizados, en su mayor parte, coincidiendo con las campañas de excavación de los yacimientos paleoantropológicos de la Sierra de Atapuerca, financiadas por la Junta de Castilla y León.

Esta Memoria es presentada por Alfonso Benito Calvo para optar al grado de Doctor en Ciencias Geológicas.

Madrid, enero de 2004.

El Doctorando

El Director de la Tesis

Fdo. Alfonso Benito Calvo

Fdo. Alfredo Pérez-González

Agradecimientos.

Quizás sean estas breves líneas de agradecimiento las más difíciles de escribir. No es fácil expresar el apoyo y el estímulo que tantas personas me han brindado a lo largo de estos años y lo que ha supuesto para el desarrollo de la presente Tesis Doctoral. Por ello quisiera manifestar un sencillo y franco agradecimiento a todas aquellas personas e instituciones que durante todo este dilatado tiempo y directa o indirectamente han colaborado o me han animado para la consecución de este trabajo. Pese a ser tantas las personas y circunstancias a destacar, quisiera centrarme en las más directamente relacionadas.

En primer lugar quiero nombrar a la persona con quién comenzó este periplo, mi director Alfredo Pérez-González, a quién agradezco la oportunidad que me ofreció y todos estos años de dedicación y esfuerzo, que después de tan largo tiempo, han dado su fruto.

De la misma manera, quisiera expresar mi gratitud a todo el Equipo de Investigación de los yacimientos de Atapuerca, que durante este tiempo ha constituido un soporte científico, humano y logístico que ha sido fundamental para llevar a cabo las investigaciones que han culminado con esta Tesis Doctoral. Mi agradecimiento es a todo el conjunto, sin embargo quisiera resaltar a las personas que han estado más directamente relacionadas con los trabajos que he realizado.

Para comenzar, agradezco a todo el grupo del centro UCM-ISCHII de Investigación sobre Evolución y Comportamiento Humanos, con Juan Luis Arsuaga al frente, la atención y colaboración que me han ofrecido durante todo este tiempo y que han sido factores esenciales en la consecución de este estudio.

De igual modo, hago una mención especial a todas las personas que integran el Laboratorio de Evolución Humana de la Universidad de Burgos, y en particular, a su director, José Miguel Carretero, que durante este último año me han facilitado un apoyo y sustento imprescindibles. Dentro de este grupo, quisiera destacar a Ana Isabel Ortega, cuya ayuda y ánimos, junto con un incesante intercambio de ideas y sugerencias, han hecho que el trabajo con ella durante todos estos años haya sido simplemente envidiable.

Otra mención especial es para dos de mis arqueólogas particulares: Marta Navazo (Laboratorio de Prehistoria de la Universidad de Burgos) y Loli García-Antón (Área de Prehistoria de la Universitat Rovira i Virgili), que con su continuo interés, sus preguntas y su cooperación han constituido una estupenda motivación para la realización de la tesis. Sin olvidarme de Raquel Pérez, ya que sus trabajos de topografía han sido imprescindibles para el desarrollo de aspectos básicos de la investigación.

A la Junta de Castilla y León, a la Diputación Provincial de Burgos y al Ayuntamiento de Burgos, les agradezco la cartografía que me han facilitado: en formato digital la Junta de Castilla y León y en formato papel la Diputación de Burgos y el Ayuntamiento de Burgos.

A Dave Montgomery y a los integrantes del *Mountain Drainage Basin Research Group*, por toda la cooperación y facilidades prestadas durante mi estancia en el *Department of Earth and Space Sciences* (*University of Washington, Seattle, USA*).

También quisiera nombrar al Departamento de Geodinámica y a todos sus integrantes, que me han acogido durante este largo tiempo. En este aspecto resaltaré el apoyo y los buenos ratos vividos con todos los compañeros becarios y doctorandos: con los que ya no están, con los que siguen aún y con las más recientes incorporaciones. Me acuerdo de todos.

En un lugar especial dentro de estos agradecimientos están David, Juani y María José, con quienes que he compartido los avatares de todos estos años y con quienes considero que ha sido una auténtica suerte trabajar y convivir. Sin ellos, su apoyo y el maravilloso ambiente que ha habido durante todo este tiempo, tengo la certeza de que esta tesis no hubiera sido posible. Muchísimas gracias a los tres.

A mis amigos y amigas, a quién hace mucho que no veo y a quienes veo más a menudo, gracias a todos, aunque no os nombre sabed que estáis aquí.

Y para concluir, a las personas a quién va dedicada la tesis: a mi familia. A mis padres, Dionisio y Andrea, que han mostrado una paciencia infinita a lo largo de todo este tiempo, y sobre todo durante el último año. A mi hermano Enrique, por su constante e incondicional apoyo, su ayuda y las charlas científicas. Sin olvidarme de Marta, ni por supuesto de Alba, que aunque todavía no es consciente, ha sido una alegría que me ha ayudado a pasar los adversos últimos meses.

Índice

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. OBJETIVOS.....	1
1.2. SITUACIÓN GEOGRÁFICA.....	3
1.3. METODOLOGÍA GENERAL.....	6
2. CONTEXTO GEOLÓGICO.....	11
2.1. MATERIALES GEOLÓGICOS.....	14
2.1.1. Paleozoico.....	14
2.1.2. Mesozoico.....	17
2.1.2.1. Triásico.....	17
2.1.2.2. Jurásico.....	18
2.1.2.3. Cretácico.....	19
2.1.2.3.1. Facies Weald.....	19
2.1.2.3.2. Aptiense-Albiense.....	20
2.1.2.3.3. Cretácico superior.....	21
2.1.3. Terciario.....	22
2.1.3.1. Cuenca del Duero.....	25
2.1.3.1.1. Complejo tectosedimentario preorogénico Cretácico superior-Paleógeno.....	25
2.1.3.1.2. Complejo tectosedimentario sinorogénico. Oligoceno-Mioceno inferior.....	25
2.1.3.1.3. Complejo tectosedimentario postorogénico. Mioceno inferior-superior.....	26
2.1.3.1.3.1. Unidad tectosedimentaria 1, UTS 1. Ciclo Dueñas.....	26
2.1.3.1.3.2. Unidad tectosedimentaria 2, UTS 2. Depósitos detríticos del Mioceno medio.....	27
2.1.3.1.3.3. Unidad tectosedimentaria 3, UTS 3. Ciclo Cuestas-Calizas del Páramo Inferior.....	28
2.1.3.1.3.4. Unidad tectosedimentaria 4, UTS 4. Ciclo sedimentario del Páramo Superior.....	29
2.1.3.1.3.5. Unidad tectosedimentaria 5, UTS 5. Unidad morfosedimentaria de la Raña.....	30
2.1.3.2. Depresión de la Bureba.....	30
2.1.4. Cuaternario.....	32

2.2. TECTÓNICA.....	32
2.2.1. Cordillera Vasco-Cantábrica.....	33
2.2.2. Cordillera Ibérica.....	35
2.2.3. Depresiones Terciarias.....	36
3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO.....	37
3.1. MORFOLOGÍAS DE GÉNESIS POLIGÉNICA.....	41
3.1.1. Superficies de erosión intraterciarias.....	41
3.1.1.1. Antecedentes.....	41
3.1.1.2. Superficies de erosión intraterciarias en el borde norte y este de la Cuenca del Duero.....	48
3.1.1.2.1. Borde meridional de la Cordillera Vasco-Cantábrica.....	49
3.1.1.2.1.1. Distribución espacial y altimétrica.....	50
3.1.1.2.1.2. Relación con los depósitos terciarios.....	54
3.1.1.2.2. Sierra de Atapuerca.....	62
3.1.1.2.2.1. Distribución espacial y altimétrica.....	62
3.1.1.2.2.2. Relación con los depósitos terciarios.....	63
3.1.1.2.3. Borde norte de la Sierra de la Demanda-área de la Pedraja.....	67
3.1.1.2.3.1. Distribución espacial y altimétrica.....	67
3.1.1.2.4. Borde oeste de la Sierra de la Demanda.....	70
3.1.1.2.4.1. Distribución espacial y altimétrica.....	70
3.1.1.2.4.2. Relación con los depósitos terciarios.....	72
3.1.1.2.5. Sierra de las Mamblas o de Covarrubias.....	76
3.1.1.2.5.1. Distribución espacial y altimétrica.....	78
3.1.1.2.5.2. Relación con los depósitos terciarios.....	78
3.1.1.2.6. Sierra de Lerma.....	79
3.1.1.2.6.1. Distribución espacial y altimétrica.....	80
3.1.1.2.6.2. Relación con los depósitos terciarios.....	80
3.1.1.2. Síntesis de resultados.....	84
3.1.1.2.1. Distribución espacial y altimétrica.....	84
3.1.1.2.2. Cronología.....	85
3.1.1.2.3. Procesos posteriores.....	94
3.1.1.2.3.1. Deformación.....	94
3.1.1.2.3.2. Karstificación.....	97
3.1.1.2.4. Clima.....	98
3.1.2. Superficies poligénicas sobre los materiales terciarios.....	101
3.1.2.1. Cuenca del Duero.....	101
3.1.2.1.1. Superficie Poligénica del Páramo Superior.....	103
3.1.2.1.2. Superficie Poligénica del Páramo Inferior.....	107
3.1.2.1.3. Plataformas estructurales.....	113
3.1.2.1.3.1. Plataforma estructural de Villalval-Rubena.....	113
3.1.2.1.3.2. Plataforma estructural sobre las calizas terminales de la Facies Dueñas.....	115
3.1.2.1.3.3. Otros planos estructurales.....	116
3.1.2.1.4. Unidad morfosedimentaria de la Raña.....	116

3.1.2.1.5. Relación de los materiales terciarios y su morfología con la Sierra de Atapuerca.....	121
3.1.2.2. Depresión de la Bureba.....	122
3.1.2.3. Conexión de la Cuenca del Duero con la Depresión de la Bureba durante el Neógeno.....	127
3.2. MORFOLOGÍAS EXOKÁRSTICAS	133
3.2.1. <u>Materiales carbonatados del Mesozoico y el Oligoceno-Mioceno inferior</u>	133
3.2.1.1. Borde sur de la Cordillera Vasco-Cantábrica.....	133
3.2.1.2. Sierra de Atapuerca.....	136
3.2.1.3. Borde oeste de la Sierra de la Demanda.....	139
3.2.2. <u>Materiales carbonatados terciarios</u>	141
3.3. VALLES FLUVIALES	142
3.3.1. <u>Valle del río Arlanza</u>	144
3.3.1.1. Tramo de Covarrubias-Lerma.....	145
3.3.1.2. Tramo de Tordómar-Torrepadre.....	153
3.3.1.3. Tramo de Retortillo-Confluencia del río Arlanzón.....	155
3.3.1.4. Secuencia de aterrazamiento.....	156
3.3.2. <u>Valle del río Arlanzón</u>	159
3.3.2.1. Tramo de cabecera: Pico de San Millán-Arlanzón.....	160
3.3.2.2. Tramo de Arlanzón-Burgos.....	164
3.3.2.3. Tramo bajo: Villaverde Mojina-unión con el Río Arlanza.....	175
3.3.2.4. Secuencia de aterrazamiento.....	177
3.3.3. <u>Valle del río Ubierna</u>	180
3.3.4. <u>Valle del río Úrbel</u>	181
3.3.5. <u>Valle del río Vena</u>	182
3.3.6. <u>Valle del río Cueva-río Seco</u>	186
3.3.7. <u>Valle del río Cerrata o de la Pedraja</u>	186
3.3.8. <u>Valle del río Lara-río de los Ausines</u>	187
3.3.9. <u>Valle del río Pico</u>	188
3.3.10. <u>Secuencia de aterrazamiento regional</u>	190
3.3.11. <u>Cronología de la secuencia de terrazas</u>	191
4. RECONSTRUCCIÓN DE LOS RELIEVES CUATERNARIOS Y TERCIARIOS	195
4.1. MÉTODO DE RECONSTRUCCIÓN	199
4.1.1. <u>Métodos de interpolación espacial</u>	202
4.1.1.1. Métodos determinísticos.....	202
4.1.1.2. Métodos no determinísticos o geoestadísticos.....	204
4.1.1.3. Métodos de interpolación por triangulación.....	207
4.2. NIVELES ALUVIALES CUATERNARIOS	210
4.2.1. <u>Reconstrucción bidimensional. Perfiles fluviales longitudinales</u>	211
4.2.1.1. Valles principales.....	211

4.2.1.2. Valles laterales.....	229
4.2.1.3 Valles de la Sierra de Atapuerca.....	233
4.2.2. Reconstrucción tridimensional	249
4.2.2.1. Simulación de los planos aluviales.....	250
4.2.2.2. Articulación de los planos aluviales y las paleosuperficies.....	258
4.3. SUPERFICIES POLIGÉNICAS TERCIARIAS	265
4.3.1. Superficie Poligénica del Páramo Inferior	265
4.3.2. Superficie Poligénica del Páramo Superior	267
4.3.3. Superficie de erosión SE2	269
4.4. EVOLUCIÓN DE LAS LADERAS Y VERTIENTES	270
4.5. EL RELIEVE DURANTE EL NEÓGENO Y EL CUATERNARIO	277
4.5. EVOLUCIÓN DEL RELIEVE Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PALEOANTROPOLÓGICOS DE LA SIERRA DE ATAPUERCA	293
5. EL PAISAJE ACTUAL Y SU EVOLUCIÓN DURANTE EL NEÓGENO Y EL CUATERNARIO	303
5.1. PROPUESTA DE CLASIFICACIÓN FÍSICA DEL PAISAJE ACTUAL	306
5.1.1. Características del relieve	307
5.1.2. Clasificación del paisaje	315
5.1.2.1. Criterios geológico-geomorfológicos regionales. Unidades morfoestructurales.....	315
5.1.2.2. Criterios morfométricos. Clasificación automática del terreno.....	316
5.1.2.3. Criterios mixtos. Mosaico final del paisaje.....	323
5.1.3. Análisis cuantitativo del paisaje actual	325
5.2. EVOLUCIÓN DEL PAISAJE DURANTE EL NEÓGENO Y EL CUATERNARIO	330
5.2.1. Variación de las variables topográficas	331
5.2.2. Evolución de las unidades del paisaje	338
5.2.2.1. Unidades morfométricas.....	338
5.2.2.2. Grupos litológicos.....	341
5.2.2.3. Evolución del mosaico del paisaje. Métrica de los paleopaisajes.....	344
5.3. CARACTERÍSTICAS DEL PAISAJE Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PALEOANTROPOLÓGICOS DE LA SIERRA DE ATAPUERCA	352
6. CONCLUSIONES	357
7. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	369

APÉNDICES.

APÉNDICE I. MAPAS GEOMORFOLÓGICOS Y MAPA GEOLÓGICO.

- I.1. Mapa geomorfológico de la Sierra de Atapuerca y el valle medio del río Arlanzón. Sector central de estudio.
- I.2. Mapa geológico de la Sierra de Atapuerca y el valle medio del río Arlanzón. Sector central de estudio.
- I.3. Mapa geomorfológico del borde meridional de la Cordillera Vasco-Cantábrica.
 - I.3.1. Sector occidental. Zona de Huérmeces.
 - I.3.2. Sector central. Sierra de Ubierna.
 - I.3.3. Sector oriental. Sierra de Santa Casilda.
- I.4. Mapa geomorfológico del enlace Sierra de la Demanda-área de La Pedraja.
- I.5. Mapa geomorfológico 1:25.000 del borde oeste de la Sierra de la Demanda-Cuenca del Duero.
- I.6. Mapa geomorfológico del valle medio del río Arlanza y el enlace Sierra de las Mamblas-Cuenca del Duero.
- I.7. Mapa geomorfológico del enlace Sierra de Lerma-Cuenca del Duero.
- I.8. Mapa geomorfológico de la confluencia Arlanza-Arlanzón.
- I.9. Leyenda de los mapas geomorfológicos y geológico.

APÉNDICE II. LEYENDA DE LOS CORTES GEOMORFOLÓGICOS PRESENTADOS EN EL TEXTO.

APÉNDICE III. MODELOS DIGITALES DEL TERRENO.

- III.1. Modelos digitales del terreno MDT10.
- III.2. Modelos digitales del terreno MDT20.

APÉNDICE IV. ANAGLIFOS.

- IV.1. Anaglifo de la Sierra de Atapuerca y el valle medio del río Arlanzón. Sector central de estudio.
- IV.2. Anaglifos de la región nororiental de la Depresión del Duero y su enlace con los sistemas alpinos periféricos y el Corredor de la Bureba.

1. INTRODUCCIÓN

1. INTRODUCCIÓN

1.1. OBJETIVOS.

Esta Tesis Doctoral surgió ante la necesidad creciente de un mejor conocimiento de la evolución del relieve que suscitaba el continuo avance en las investigaciones de los yacimientos paleoantropológicos de la Sierra de Atapuerca. La contextualización de los yacimientos respecto al paisaje físico que los engloba, planteaba numerosas incógnitas genéticas y evolutivas que en los estudios iniciales, de carácter más general, no se habían podido solventar satisfactoriamente. Por ejemplo, parecía lógico que el río Arlanzón habría desempeñado un papel crucial en la evolución del relieve de la Sierra de Atapuerca, ya que sus sucesivos estadios evolutivos habrían controlado la incisión de la red de drenaje secundaria y, a su vez, habrían impuesto unos niveles de base que condicionarían el desarrollo del sistema endokárstico que alberga los yacimientos; o también se manejaba la idea de que el nivel freático de los niveles morfosedimentarios del Terciario podría haber sido el responsable de la formación inicial de dicho sistema endokárstico. Se manejaban estas y otras hipótesis para tratar de establecer la influencia que, el nivel del terreno y los procesos geomorfológicos que en él actuaron, habrían ejercido sobre la génesis y desarrollo del sistema endokárstico, y como ambos medios, externo y interno, habrían condicionado el relleno de las cavidades y, por tanto, la formación de los yacimientos. Sin embargo, no resultaba sencillo establecer ni justificar tales relaciones, ya que en la actual configuración morfológica del entorno de los yacimientos no se conservaban hitos morfológicos evidentes y aparecían formas y depósitos de difícil interpretación en el ámbito geodinámico regional.

Para tratar de abordar estos planteamientos y proporcionar explicaciones satisfactorias a las numerosas incógnitas, se puso en marcha un plan de investigación del medio físico, englobado dentro del equipo de investigación de los yacimientos paleoantropológicos de la

Sierra de Atapuerca, que ha estado dirigido por el Profesor Alfredo Pérez-González y en el que se ha combinado el análisis de la evolución geomorfológica del paisaje, representado en la presente Tesis Doctoral, con el estudio del sistema endokárstico de la Sierra de Atapuerca, que constituirá la Tesis Doctoral de Ana Isabel Ortega (Universidad de Burgos).

En la presente Tesis Doctoral, por tanto, se pretendía abordar la tarea de analizar la geomorfología genético-evolutiva de esta región, para de este modo, poder establecer con la mayor precisión posible las etapas de la evolución del paisaje. Sin embargo, durante la planificación inicial, ya quedó patente que este cometido no se podía centrar exclusivamente en el entorno próximo del tramo del valle del río Arlanzón que drena la Sierra de Atapuerca, sino que resultaba indispensable considerar a esta zona dentro del contexto geomorfológico del sector nororiental de la Cuenca del Duero y sus cordilleras alpinas periféricas, donde se localizan morfologías y depósitos (superficies de Pedraja, niveles de los páramos, etc) que se conjeturaban trascendentales para explicar la evolución del relieve en la Sierra de Atapuerca. Esta ampliación aportaba otros objetivos de elevado interés para la geomorfología regional, como son el análisis de las superficies de erosión intraterciarias en las cordilleras alpinas y su enlace con los materiales terciarios de la Cuenca del Duero, el estudio de las superficies poligénicas sobre los materiales neógenos, la determinación de la secuencia regional de incisión en los valles fluviales o el enlace durante el terciario de la Cuenca del Duero y el Corredor de la Bureba. El análisis geomorfológico no sólo aportaría una información imprescindible para su aplicación directa a la evolución del relieve en el entorno de la Sierra de Atapuerca, sino que las características geomorfológicas y geológicas indicaban que se podía tratar de una región de especial interés para la comprensión de estas morfologías en otras zonas del centro y norte peninsular.

Una vez reconocidas las etapas de formación del relieve, una inquietud especial era el modo de establecer las relaciones geométricas entre las morfologías de cada etapa y el área de desarrollo de las cavidades que contienen los yacimientos de la Sierra de Atapuerca, ya que las técnicas geomorfológicas convencionales no suministraban la suficiente precisión. Esta inquietud convergía con otro empeño latente, que consistía en la idea general de plasmar la evolución geomorfológica, no sólo de forma cualitativa a través de cortes geomorfológicos sintéticos o bloques diagrama, sino a través de modelos bidimensionales o tridimensionales que constituyesen una estimación cuantitativa de la distribución del relieve en el pasado. Ambas circunstancias forman el germen de otro de los objetivos principales de esta tesis doctoral, consistente en la reconstrucción de los relieves del pasado a través de la prolongación tridimensional de la tendencia topográfica de las paleosuperficies del terreno por métodos cartográficos digitales y análisis geoestadísticos. Con estas reconstrucciones se pretendía dar un argumento cuantitativo que complementase a los criterios geológicos y geomorfológicos, para precisar asociaciones ya observadas y para establecer nuevas

relaciones geométricas que se presentaban inciertas aplicando otros métodos de estudio y facilitarían el análisis de la influencia que las etapas geomorfológicas habría desempeñado en el desarrollo del sistema endokárstico y la formación de los yacimientos.

Las reconstrucciones representarían una estimación tridimensional y continua del relieve, el cual habría sido un condicionante determinantemente en el desarrollo de los procesos físicos y biológicos que se habrían producido en el paisaje durante cada etapa. La reconstrucción de relieves aportaría, por consiguiente, una información valiosa para multitud de estudios del medio natural en el pasado, entre los que se pretendía acometer, por su carácter inédito hasta la fecha, un nuevo objetivo general consistente en tratar de definir que había supuesto la evolución geomorfológica en el desarrollo del paisaje y como la variación de las características geológicas, geomorfológicas y topográficas del relieve, habría controlado la distribución y relaciones espaciales de las unidades físicas ambientales en el mosaico del paisaje. Este objetivo presentaba un elevado interés ya que la distribución y relaciones de estos elementos determinan, en gran medida, la dinámica de los procesos ecológicos.

Cada uno de estos planteamientos iniciales llevaba añadido el objetivo de aportar una información básica de detalle, como son las cartografías geomorfológicas y geológica, los modelos del relieve reconstruidos y las clasificaciones del paisaje, que sirviera de apoyo o punto de partida para otros estudios geomorfológicos, geológicos, arqueológicos, antropológicos, paleontológicos, ecológicos y paisajísticos relacionados con la investigación y gestión de los yacimientos paleoantropológicos y de la Sierra de Atapuerca en su conjunto, así como del resto de zonas tratadas.

1.2. SITUACIÓN GEOGRÁFICA.

Este estudio se centra en el eje geográfico formado por el valle medio del río Arlanzón, cuyo curso y el de sus afluentes en esta zona, forman la red de drenaje de la Sierra de Atapuerca (Figura 1). Esta región central pertenece al nordeste de la Cuenca Hidrográfica del Duero, donde el curso fluvial principal es el propio río Arlanzón, que tiene su nacimiento en la Sierra de la Demanda y fluye hacia posiciones interiores de la cuenca hasta unirse con el río Arlanza. Ambos ríos son de una entidad semejante y constituyen los aportes principales del río Pisuerga por su margen izquierda, que a su vez es afluente del río Duero.

Sin embargo, para emplazar la región central dentro de la evolución geológica y geomorfológica regional, ha sido imprescindible extender el área de estudio a los bordes de las áreas montañosas periféricas, a posiciones interiores de la cuenca y a la zona de divisoria entre las cuencas hidrográficas del Duero y del Ebro (Figura 1).

De este modo, el ámbito regional de este estudio ha quedado definido al norte por la Cordillera Cantábrica, donde se incluyen la Sierra de Santa Casilda o del Buezo, la Sierra de Ubierna, parcialmente la Plataforma Burgalesa (Páramo de Masa), y la parte de la Depresión de la Bureba que entra en contacto con estas sierras. La Cordillera Ibérica forma el límite este (borde occidental de la Sierra de la Demanda), sudeste (Sierra de las Mambblas o de Covarrubias), y sur (Sierra de Lerma). Hacia el nordeste se incluye el área de La Pedraja y la zona del Corredor de la Bureba que conecta con la Cuenca del Duero y es drenada por el río Cerrata, afluente del río Oca y ambos pertenecientes a la Cuenca Hidrográfica del Ebro. Hacia el oeste se engloba a los valles del río Ubierna y del río Úrbel, el cual forma el límite más occidental de la zona, junto con el valle bajo del río Arlanzón hasta su confluencia con el río Arlanza. En esta región también quedan incluidos el valle del río Arlanza, desde su salida de la Cordillera Ibérica hasta dicha zona de confluencia.

En conjunto, la zona definida abarca total o parcialmente las hojas escala 1:50.000 del MTN números 166 (Villadiego), 167 (Montorio), 168 (Briviesca), 199 (Sasamón), 200 (Burgos), 201 (Belorado), 237 (Castrogeriz), 238 (Villagonzalo-Pedernales), 239 (Pradoluengo), 275 (Santa María del Campo), 276 (Lerma), 277 (Covarrubias), 313 (Antigüedad), 314 (Cilleruelo de Abajo) y 315 (Santo Domingo de Silos) (Figura 1). Administrativamente, esta región pertenece casi en su totalidad a la Provincia de Burgos, con excepción de la zona de unión Arlanza-Arlanzón que pertenece a la provincia de Palencia. La población más importante es la ciudad de Burgos, que se sitúa junto al borde oeste del sector central de estudio.

El clima varía desde climas mediterráneos húmedos en las áreas de la Cuenca del Duero, hasta un clima mediterráneo continental con influencias atlánticas en el borde meridional de la Cordillera Cantábrica, o mediterráneo templando continental y templado frío en el área de la Demanda. Las temperaturas medias anuales se sitúan entre los 10-12°C en el sector central, 8-12°C en las posiciones más meridionales y 3-12°C en los relieves de la Demanda, donde la temperatura media del mes más frío es de -4-4°C y la temperatura media del mes más cálido de 12-21°C. En las zonas internas de cuenca estas temperaturas son de 1-4°C para el mes más frío y de 19-21°C para el mes más cálido. La precipitación media anual es de 800-1000 mm en el área de la Sierra de la Demanda, de 400-800 mm en el área de Lerma y de 700-800 mm en los alrededores de Burgos y la zona considerada en la Cordillera Vasco-Cantábrica.

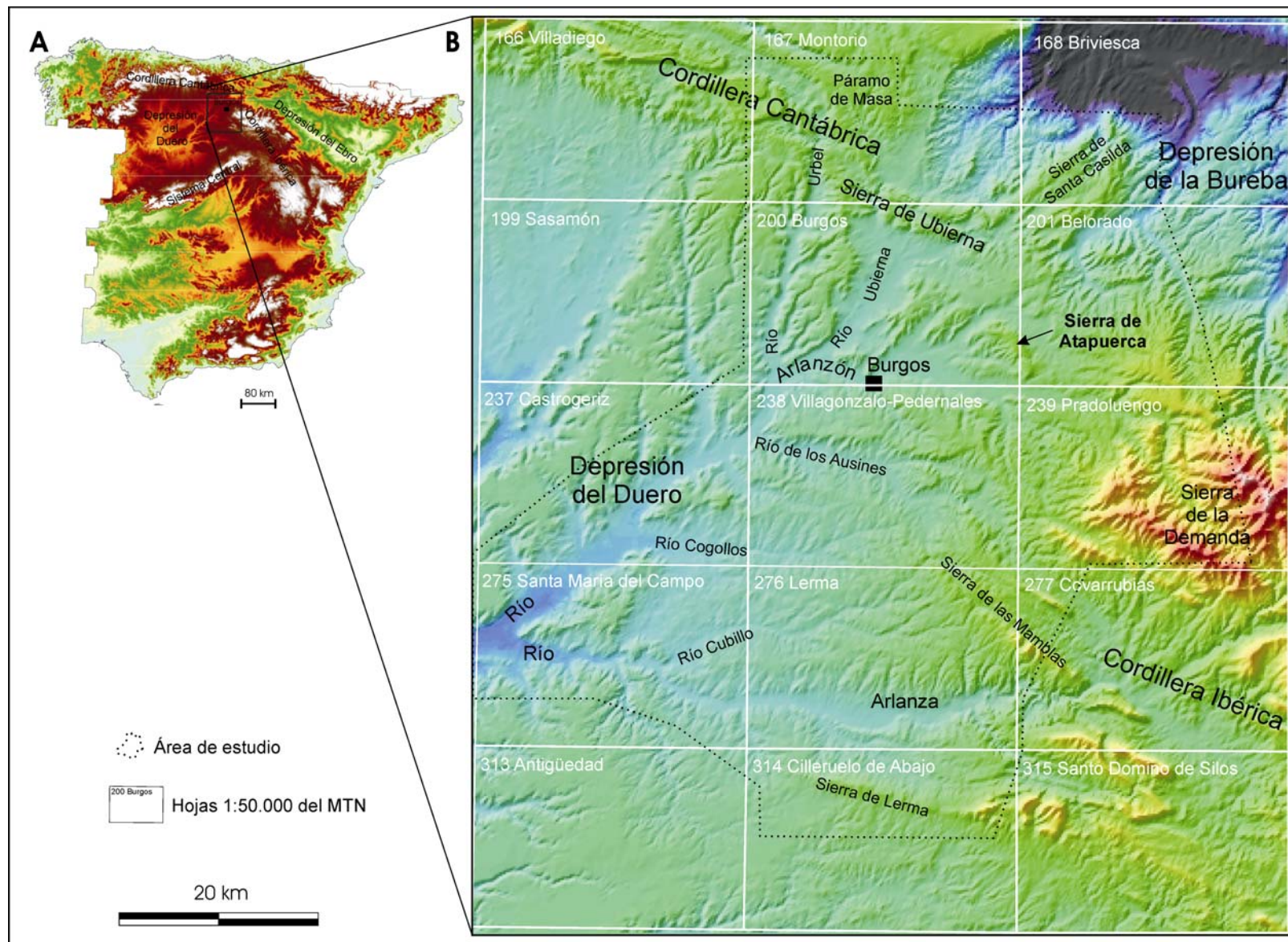


Figura 1.1. Localización geográfica del área de estudio

La altura del conjunto de la región varía entre los 2132 m del Pico de San Millán, en la Sierra de la Demanda, y las alturas mínimas de los cursos fluviales en las depresiones terciarias, que rondan los 740-750 m del área de confluencia de los ríos Arlanza y Arlanzón (Cuenca del Duero) y los 700 m en la Depresión de la Bureba (valle del río Homino). La altura media del conjunto del territorio se sitúa alrededor de 948 m.

Las diferencias fisiográficas entre las áreas de cuenca y los relieves montañosos, con la Sierra de la Demanda como máximo exponente, han condicionado una vegetación variada perteneciente a la flora mediterránea y eurosiberiana principalmente, aunque también están representadas floras irano-turanianas, ibero-norteafricanas o especies circumboreales (J.A. Oria, en Torre, 1996). Entre los arbolados, se encuentran robledales, rebollares, quejigales, hayedos, pinares, enebrales, tejedas, acebedas, abedulares, encinares, bosques caducifolios mixtos, coscojares, bosques de ribera, alisedas y tremoledas. Los matorrales más frecuentes son espinares, escobonales, brezales, anaviales, tomillares y aljezares. Entre las herbáceas destacan los pastizales.

La actividad humana que mayor superficie ocupa es la actividad agrícola, dominando el cultivo cerealístico de secano, aunque también hay agricultura de regadío asociada a las vegas y canales de riegos derivados de los cursos fluviales. Otra actividad importante en la región es la ganadería ovina, bovina y porcina. En relación con las poblaciones mayores se desarrollan industrias relacionadas con el sector alimentario, de la madera, sidometalúrgicas y mecánicas, de la construcción, de la piel y actividades de servicio y turísticas.

1.3. METODOLOGÍA GENERAL.

Aunque en este estudio se conjugan técnicas específicas de índole muy diversa (geológicas, geomorfológicas, cartográficas, estadísticas), que han sido tratadas con mayor detalle en cada capítulo, en este apartado se pretende dar una visión general de la metodología y técnicas empleadas.

Los primeros pasos en la investigación y que han sido mantenidos durante toda la realización del trabajo, corresponden a la documentación bibliográfica. En un principio, estos trabajos han estado especialmente enfocados a la recopilación de la información cartográfica disponible, tanto geológica y geomorfológica como topográfica, a partir de la cual se ha podido concretar el área de estudio, precisar los objetivos y definir las zonas de máximo

interés para acometer la problemática de partida. En las zonas que, en función de los objetivos iniciales, albergaban un mayor interés por sus características geológicas y geomorfológicas (Figura 2.1), se han elaborado cartografías específicas a diferentes escalas:

Escala 1:10.000. En el sector central (Figura 2.1), que constituye el eje del estudio, se han realizado las cartografías geomorfológica y geológica, ambas a escala 1:10.000. Estas cartografías se presentan en los Apéndices I.1 y I.2, donde la escala ha sido reducida por razones de presentación y manejo.

La cartografía geomorfológica es inédita y se ha elaborado a partir de la fotointerpretación de fotogramas a escala 1:18.000, 1:30.000 y apoyos puntuales de imágenes de satélite IRIS y Landsat TM. La fotointerpretación ha sido compaginada y complementada con los indispensables trabajos de campo. La base planimétrica y altimétrica necesaria para la elaboración del mapa geomorfológico ha sido obtenida de los mapas topográficos escala 1:10.000 del Servicio Cartográfico del Ejército, de la Diputación Provincial de Burgos y del Ayuntamiento de Burgos.

En el mapa geológico se unifica la información de las hojas geológicas 1:50.000 de la Serie Magna del IGME (Boquera *et al.*, 1978b; Olivé *et al.*, 1990; Pineda, 1997a; García *et al.*, 1997) y del Mapa Geológico 1:200.000 elaborado por la Junta de Castilla y León (Cabrera *et al.*, 1997), y se plasma a escala 1:10.000, introduciendo nuevos datos y modificaciones obtenidos a partir de la fotointerpretación de fotografías aéreas 1:18.000 y 1:30.000 y del trabajo de campo.

Otra cartografía construida a partir mapas topográficos 1:10.000 que ha constituido uno de los pilares cartográficos en el desarrollo de este estudio, es el modelo digital de elevaciones (Apéndice III.1), denominado MDE10, que se ha elaborado con una resolución espacial de 10 metros a partir de la información altimétrica contenida en los mapas 1:10.000 del Servicio Geográfico del Ejército, de la Diputación Provincial de Burgos y del Ayuntamiento de Burgos que cubren el sector central de estudio. La información altimétrica, curvas de nivel cada 5 m y cotas de los puntos singulares, ha sido digitalizada manualmente, bien mediante tableta digitalizadora DINA0 o bien en pantalla, según la información de partida se encontrara en formato papel o en formato imagen, respectivamente. La interpolación se ha realizado con el módulo TOPOGRID de *ArcInfo* 8.2, en el que además de las curvas de nivel y cotas singulares, también se ha introducido la red hidrográfica del mapa geomorfológico, como apoyo a la interpolación. Utilizando una población muestral de los datos iniciales de 98 puntos, repartidos aleatoriamente, se ha calculado el error del modelo, que se sitúa en un error medio de -0,28 m, un error cuadrático medio de 0,79 m y un error

medio absoluto de 0,44 m. Estos errores se pueden considerar asumibles, en función de la precisión de los datos de partida y los trabajos a realizar con el MDE.

Escala 1:25.000. La distribución en el contexto regional de las zonas cartografiadas a esta escala se muestra en la Figura 2.1, y corresponden a las siguientes regiones:

- ❖ Enlace del borde sur de la Cordillera Cantábrica (zona de Huérmeces, Sierra de Ubierna y Sierra de Santa Casilda) con las depresiones del Duero y la Bureba (Apéndice I.3).
- ❖ Enlace del borde nordeste de la Sierra de la Demanda con la zona de La Pedraja. (Apéndice I.4)
- ❖ Enlace del borde oeste de la Sierra de la Demanda con la Depresión del Duero. (Apéndice I.5)
- ❖ Enlace de la Sierra de las Mambblas con la Depresión del Duero y tramo medio del valle del río Arlanza. (Apéndice I.6)
- ❖ Enlace de la Sierra de Lerma con la Depresión del Duero. (Apéndice I.7)
- ❖ Zona de confluencia de los ríos Arlanza y Arlanzón. (Apéndice I.8)

Estas cartografías han sido elaboradas con trabajos de campo y la fotointerpretación de fotografías aéreas escala 1:30.000, utilizando la base planimétrica y topográfica de las hojas topográficas escala 1:25.000 del Centro Nacional de Información Geográfica (CNIG). Para la presentación de estas cartografías, la escala ha sido reducida con objeto de facilitar su visualización y manejo.

A partir de la topografía digital de las hojas 1:25.000 del CNIG, se ha construido un modelo digital de elevaciones de 20 m de resolución espacial (MDE20), que comprende el área detallado en la Figura 2.1. El modelo ha sido interpolado por el método del *kriging* ordinario, a partir de las curvas de nivel (equidistancia cada 10 m), que han sido generalizadas un punto cada 50 metros. El modelo estimado, con un error medio de $-0,00056$ m y un error cuadrático medio de 3,65 m, se puede observar en el Apéndice III.2.

En la elaboración de los mapas geomorfológicos y el mapa geológico, además de técnicas convencionales de fotointerpretación y trabajos de campo, también se han utilizado las facilidades de trabajo que introducen los modelos digitales del terreno (MDT). Los modelos digitales del terreno han sido empleados para analizar la distribución altimétrica de las morfologías, para realizar los cortes topográficos de los perfiles geomorfológicos y para la generación de anaglifos, tanto de modelos del sombreado como de imágenes de satélite (Apéndice IV), que han permitido un análisis tridimensional del territorio con una perspectiva más regional que la visión estereoscópica que proporcionan los fotogramas aéreos.

Los modelos digitales de elevaciones también han constituido una información básica para la prolongación, con criterios estadísticos, de la tendencia de las formas, permitiendo establecer algunas relaciones morfológicas de difícil determinación y justificación por métodos convencionales. La reconstrucción estadística de paleosuperficies, o formas que contienen información sobre la topografía del relieve durante su formación, constituye una serie de técnicas que empiezan a desarrollarse en la actualidad y que son empleadas para la modelización del relieve y de los procesos naturales en el pasado. En la presente Tesis Doctoral, estos trabajos se han dirigido a la estimación cuantitativa de los relieves del pasado en el sector central de estudio (valle medio del río Arlanzón y Sierra de Atapuerca), para lo cual se ha elaborado una metodología que, en primer lugar, aborda la tarea mediante el análisis de los perfiles longitudinales de los principales valles de esta región y, posteriormente, se centra en la interpolación tridimensional de los planos aluviales y de las superficies poligénicas. Estas reconstrucciones, junto con un análisis del retroceso de las laderas basado en la disposición actual de las formas y contrastado con simulaciones matemáticas de denudación, ha permitido estimar los modelos del relieve durante el Neógeno y el Cuaternario.

Los modelos reconstruidos, además de la información que proporcionan sobre la evolución geomorfológica, también representan una valiosa vía de investigación en el análisis cuantitativo de paleopaisajes. Este cometido se ha realizado mediante la definición de un mosaico del paisaje actual, basado en la clasificación automática del terreno acorde con los grupos naturales de ocurrencia estadística del relieve y en la agrupación de las principales litologías. Esta clasificación, además del valor intrínseco que puede aportar a la gestión y conservación del paisaje en la Sierra de Atapuerca, está basada en un método de aplicación objetiva a los relieves del pasado, lo que constituye una vía de acceso al estudio de la evolución de las unidades del paisaje durante el Terciario y el Cuaternario, que ha sido emprendida aplicando los índices métricos más comunes utilizados en Ecología del Paisaje.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO.

La región analizada pertenece a la región nororiental de la Depresión del Duero en el área de contacto con los orógenos alpinos de la Cordillera Ibérica y la Cordillera Cantábrica.

En esta zona, los materiales que afloran en la Depresión del Duero, mayoritariamente de edad Oligoceno y Mioceno, se encuentran delimitados al norte por el mesozoico de la Cordillera Vasco-Cantábrica (Figura 2.1), que se distribuye en los dominios morfoestructurales de la Plataforma Burgalesa y de las bandas plegadas de Montorio-Ubierna y de Rojas-Santa Casilda; mientras que al este se desarrolla el Macizo paleozoico de la Sierra de la Demanda y la orla de materiales triásicos, jurásicos y cretácicos, que se extienden a posiciones más meridionales, integrando el mesozoico del extremo oeste de las sierras noroccidentales de la Cordillera Ibérica (Figura 2.1). En estas sierras la estructura está compuesta por pliegues de dirección ibérica, entre los que destacan el Anticlinal de Cuevas de San Clemente, el Sinclinal de Santo Domingo de Silos y el Anticlinal de la Tejada.

El límite es más impreciso hacia el nordeste, donde la separación entre ambas cordilleras define el Corredor de la Bureba, que durante el Mioceno comunicó la Depresión del Duero con el surco Ebro-Rioja. Hacia el oeste y sur, los materiales neógenos se extienden hacia la región noroccidental y el sector central de la Depresión del Duero (Figura 2.1).

Dentro de este marco, el anticlinal de materiales mesozoicos y la orla sintectónica de edad Oligoceno-Mioceno inferior que forma la Sierra de Atapuerca se localiza en una posición intermedia entre ambos sistemas alpinos, rodeada de materiales neógenos y próxima al extremo oeste del Corredor de la Bureba.

2.1. MATERIALES GEOLÓGICOS.

En la región afloran materiales pertenecientes al Paleozoico (Sierra de la Demanda), Mesozoico (extremo noroccidental de la Cordillera Ibérica y borde meridional de la Cordillera Vaso-Cantábrica), y Cenozoico (Depresión del Duero y de la Bureba, valles) (Figura 2.1).

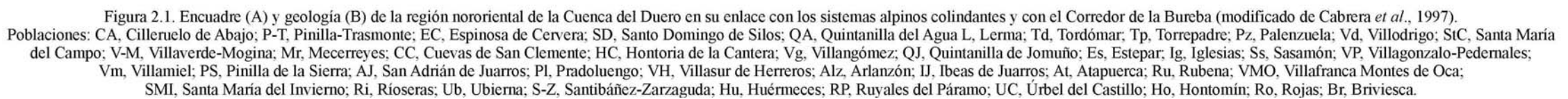
2.1.1. PALEOZOICO.

Los materiales más antiguos de la región estudiada se sitúan en el extremo occidental del Macizo de la Sierra de la Demanda, donde afloran en mayor proporción los materiales del Cámbrico, aunque también se distinguen materiales ordovícicos y depósitos carboníferos.

La secuencia de metasedimentos cámbricos se dispone concordante entre sí, aunque son frecuentes los contactos mecánicos o por falla. El Cámbrico inferior está representado por areniscas y conglomerados polimícticos (Metareniscas de Barbadillo del Pez), pizarras gris azuladas (Pizarras de Riocabado) y culminan con un nivel carbonatado de dolomías (Dolomías de Mansilla) (Colchen, 1970). El Cámbrico medio, lo componen las series pizarrosas que incluyen niveles carbonatados (Pizarras con lentejones carbonatados de Mansilla), y areniscas (Pizarras verdes del río Gatón). La mayor parte de los afloramientos de rocas paleozoicas que afloran en esta región corresponden al Cámbrico Superior y, en concreto, a la formación Alternancias del Najerilla (Figura 2.1), que está formada por una secuencia repetitiva de 800 m de espesor, compuesta de base a techo, por areniscas de composición silíceas estratificadas en bancos masivos, alternancias de areniscas y pizarras y un nivel superior de pizarras arcillosas. A techo del Cámbrico Superior aparece localmente una formación de conglomerados constituidos fundamentalmente por clastos de cuarcita, cuarzo, aplita y pizarras.

A lo largo del núcleo del Sinclinal de Palazuelos-Arlanzón se localiza una serie alternante de metareniscas y pizarras de 1000 m de espesor (Boquera *et al.*, 1978b), que yace concordante con el Cámbrico Superior, y a la que se le asigna una edad Ordovícica (Tremadociense).

Apoyados en contacto discordante bien sobre estos materiales ordovícicos o sobre la secuencia cámbrica se emplazan los sedimentos carboníferos, conservados al sudoeste de



Pradoluengo, a lo largo del tramo alto del río Arlanzón hasta Villasur de Herreros, y también en San Adrián de Juarros y al noreste de Villamiel de la Sierra (Figura 2.1). La litología de estos depósitos carboníferos corresponde a conglomerados, areniscas, pizarras, niveles de carbón y algún lentejón carbonatado, que se distribuyen en varias formaciones de edad Westfaliense (Colchen, 1970; Boquera *et al.*, 1978b). Estos depósitos constituyen la unidad más reciente del Macizo de la Sierra de la Demanda que yace bajo los materiales mesozoicos discordantes.

2.1.2. MESOZOICO.

Las rocas mesozoicas se distribuyen rodeando al Paleozoico de la Sierra de la Demanda, donde se distinguen rocas de edad Triásico, Jurásico y Cretácico. En las sierras al sur-suroeste de la Demanda, aparecen materiales cretácicos y, en menor medida, jurásicos, mientras que en la Sierra de Atapuerca hay pequeños afloramientos de depósitos triásicos, jurásicos y, en mayor extensión, del Cretácico. En el borde sur de la Cordillera Cantábrica afloran principalmente litologías cretácicas, aunque también se observan depósitos jurásicos y triásicos asociados a fallas y estructuras diapíricas (Figura 2.1).

2.1.2.1. Triásico.

El Triásico de esta región está representado por las litologías clásicas de la Facies Germánica Buntsandstein y Keuper (Boquera *et al.*, 1978b), mientras que la Facies Muschelkalk apenas si aflora (Figura 2.1).

El Buntsandstein se localiza exclusivamente en los bordes mesozoicos de la Sierra de la Demanda, apoyado en discordancia o en contacto por falla sobre los metasedimentos cámbricos, ordovícicos y sobre el Carbonífero. Las litologías que aparecen corresponden a conglomerados de clastos cuarcíticos y fragmentos de rocas de las formaciones paleozoicas, y hacia techo sedimentos detríticos más finos (areniscas y pelitas) frecuentemente con estratificación paralela y cruzada, que en total presentan un espesor aproximado de 100 m.

La Facies Muschelkalk es prácticamente inexistente en la zona, con excepción de los reducidos afloramientos localizados en los alrededores de Pradoluengo, donde se pueden distinguir calizas y dolomías tableadas con procesos de alteración. Por tanto, la ausencia generalizada de la Facies Muschelkalk pone en contacto a la Facies Buntsandstein con las arcillas, margas y yesos de la Facies Keuper. Esta facies, depositada en ambientes supra o

intermareales hipersalinos, también incluyen ofitas de tipo diabásico y textura holocristalina hipidiomorfa.

El elevado grado de plasticidad de la Facies Keuper provoca que, con frecuencia, se encuentre inyectado a favor de estructuras tectónicas, actuando como niveles de despegue tectónico o concentrándose en estructuras diapíricas. Su mayor extensión de afloramiento lo alcanza en el borde mesozoico de la Sierra de la Demanda, con una potencia estimada de 50 m (Boquera *et al.*, 1978b), pero también está presente en el núcleo del anticlinal fallado del extremo norte de la Sierra de Atapuerca (Pineda, 1997a), y asociado a fallas (Falla del Úrbel) y estructuras diapíricas en las Franjas plegadas de Montorio-Ubierna (Quintanilla Pedro Abarca) y de Rojas-Santa Casilda (Monasterio de Rodilla, Buezo, Salinillas de Bureba) (Hernaiz y Solé, 2000, Serrano *et al.*, 1994).

Yaciendo sobre el Keuper se localiza la formación de transición del Triásico superior-Jurásico que será descrita en el siguiente apartado.

2.1.2.2. Jurásico.

Los materiales jurásicos, relacionados con la transgresión del Protoatlántico y del Tethys sobre los depósitos triásicos (Cabrera *et al.*, 1997), aparecen en la orla mesozoica de la Sierra de la Demanda, donde presentan ocupan amplias extensiones, y en menor proporción en la Sierra de Atapuerca, asociado a la estructura fallada de su extremo norte. En el borde sur de la Cordillera Cantábrica aparecen en pequeños afloramientos relacionados con los diapiros de la Facies Keuper (Figura 2.1).

La serie carbonatada del Jurásico comienza con el término basal, formado por dolomías, calizas dolomíticas y carniolas, estratificadas en bancos en la base y laminadas a techo, cuya edad se distribuye desde el Triásico inferior (Rethiense) hasta la base del Lías (Hettangiense). Estos materiales son la unidad jurásica que mayor área ocupa, aflorando en amplias áreas al oeste de la Sierra de la Demanda, en la Cordillera Vasco-Cantábrica y en el extremo norte de la Sierra de Atapuerca, donde presentan concentraciones de óxidos de hierro en su contacto con las Formación Arenas de Utrillas, en relación con una antigua superficie de karstificación (Pineda, 1997a). Por encima de esta unidad, en la Cordillera Vasco-Cantábrica y en la Sierra de la Demanda aparecen calcarenitas, calizas dolomíticas y calizas oolíticas con niveles margosos, datadas como del Sinemuriense o Sinemuriense Superior (Boquera *et al.*, 1978b; Pineda, 1997a; García *et al.*, 1997), que en los afloramientos mesozoicos del borde oeste de la Sierra de la Demanda, dan paso a una unidad compuesta por calizas margosas y margas muy bioturbadas, de edad Sinemuriense superior-Bajociense inferior (García *et al.*,

1997), a cuyo techo se desarrollan calizas bioclásticas (Bajociense), y alternancias de margas bioturbadas y calizas del Bathoniense-Calloviense inferior. La secuencia jurásica, representa la evolución del medio de sedimentación desde plataformas someras, *sebkha* y llanuras mareales, hacia condiciones de plataforma media y abierta con periodos de confinamiento.

Cabrera *et al.* (1997), divide la cartografía del Jurásico en dos tramos: el inferior, compuesto por las calizas, dolomías y carniolas del Lías, y un tramo superior representado por las calizas y margas del Dogger (Figura 2.1).

2.1.2.3. Cretácito.

Los materiales que ocupan la mayor extensión de afloramiento del mesozoico del extremo NO de la Cordillera Ibérica y en el borde sur de la Cordillera Vasco-Cantábrica son de edad Cretácico. Están formados por depósitos del Cretácico inferior (Facies Weald y formaciones siliciclásticas del Aptiense-Albiense), y por la secuencia carbonatada del Cretácico superior (Figura 2.1).

2.1.2.3.1. Facies Weald.

Los sedimentos en facies Weald se apoyan en discordancia erosiva sobre el Jurásico, donde pueden observarse superficies edáficas con procesos lateríticos y de karstificación-rubefacción. Son los materiales cretácicos que afloran en menor proporción y se sitúan entre las poblaciones de Arlanzón y Galarde (Figura 2.1), y relacionados con el núcleo de las estructuras anticlinales de la orla mesozoica de la Sierra de la Demanda (Anticlinal de Cuevas de Juarros) y de sierras de la Cordillera Ibérica más meridionales (Anticlinal de Cuevas de San Clemente).

En el núcleo de estas estructuras anticlinales, la secuencia de la Facies Weald comienza por una primera unidad de edad Hauteriviense-Barremiense inferior (García *et al.*, 1997), que corresponde a una secuencia de relleno de cuencas endorreicas de 40 m de espesor, formada por margas, calizas intraclásticas (*wackestone*), lutitas y niveles de conglomerados y areniscas, con asociaciones características de charofitas y ostrácodos. Este conjunto de litologías, que con frecuencia se encuentra laminado tectónicamente, da paso a través de un contacto concordante a secuencias fluviales de relleno de canal, formadas por 70 m de lutitas rojas homogéneas organizadas en bancos decamétricos y separados entre sí por niveles areniscas y conglomerados cuarcíticos con bases erosivas, laminación cruzada, rizaduras y niveles de bioturbación intensa. La siguiente unidad corresponde a sedimentos fluvio-lacustres

(30 m), compuestos por niveles canalizados de areniscas y conglomerados poligénicos con oncoides fragmentados, niveles calcáreos arenosos (*packestone*) con abundancia de intraclastos, oncoides y presencia de ondulaciones tractivas, y niveles de limos y margas que también incluyen oncoides. En el sector de Revilla del Campo-Quintanalara, la secuencia de las Facies Weald se completa con una unidad formada por 30 m de arcillas de tonos pardos, areniscas y finas capas de calizas nodulosas arenosas bioturbadas, que al igual que la unidad anterior, es de edad Barremiense (García *et al.*, 1997).

Entre las poblaciones de Arlanzón y Galarde, aflora una secuencia no diferenciada del Valanginiense superior-Barremiense (Olivé *et al.*, 1990), que yace discordante bajo los materiales terciarios. La secuencia comienza con 300 m de margas, margocalizas y calizas, seguido por 300 m de arcillas con intercalaciones de areniscas rojizas ferruginizadas (laminación paralela y *ripples*) y calizas bioclásticas de tonos rojizos, que han sido atribuidas a un ambiente fluviolacustre. El siguiente tramo está compuesto por 200 m de arcillas rojas, margas amarillentas y microconglomerados muy cementados, en donde se puede observar estratificación cruzada y laminación de *ripples*. A techo, se localizan 40 m de limos rojos y violáceos con capas intercaladas de microconglomerados y 20 m de calizas micríticas y calizas pisolíticas con intercalaciones de margas. Los niveles calcáreos de este tramo presentan abundantes restos de ostrácodos y charáceas y estructuras oncolíticas. La edad asignada en función de las asociaciones de fauna encontradas en los distintos tramos es Valanginiense superior-Barremiense (Olivé *et al.*, 1990).

2.1.2.3.2. Aptiense-Albiense.

Los depósitos de edad Aptiense sólo han sido descritos en la Sierra de Ubierna, donde constituyen la base del Mesozoico. Estratigráficamente se situarían entre la Facies Weald y las Formación Arenas de Utrillas. Para algunos autores podría representar un subciclo de la Facies Weald, mientras que para otros está más relacionada con las Formación Utrillas y se asocia a la Formación Escucha, definida en la provincial de Teruel (Pineda, 1997a). Son depósitos de un sistema fluvial tipo *braided*, cercano al área fuente y de procedencia sur, que está compuesto por 500 m de arenas gruesas y conglomerados de composición silícea, poco cementados y con estratificación cruzada planar y en surco, cicatrices erosivas y amalgamaciones.

Los sedimentos siliciclásticos del Albiense, denominados Formación Arenas de Utrillas, presentan una extensión de afloramiento mayor que entra en contacto con términos inferiores de distinta índole a través de una discordancia erosiva. Sus afloramientos principales se localizan en el Mesozoico de la Cordillera Ibérica (Anticlinal de Cuevas de San

Clemente, Anticlinal de Cuevas de Juarros), en el extremo norte de la Sierra de Atapuerca (Figura 2.2A), y en el borde sur de la Cordillera Cantábrica. Son depósitos detríticos de medio continental (sistemas fluviales *braided* y canales meandriformes con influencia mareal), formados por conglomerados cuarcíticos bien redondeados, arenas caoliníferas de tamaño grueso y medio que se organizan en secuencias positivas de relleno de canal de tamaño métrico a decamétrico, con *sets* estratificación cruzada planar y de surco, superficies de reactivación y amalgamaciones. En estas secuencias también se describen niveles arcillosos, limos de color rojizo, cementos ferruginosos locales e intercalaciones métricas de biocalcarenitas bioturbadas (Pineda, 1997a; García *et al.*, 1997). El espesor varía entre los 125 m y los 200 m. Su edad, según criterios de posición estratigráfica y datos regionales, es del Albiense (Pineda, 1997a; Cabrera *et al.*, 1997) o del Albiense-Cenomaniense (García *et al.*, 1997; Olivé *et al.*, 1990).

2.1.2.3.3. Cretácico superior.

Los depósitos del Cretácico superior corresponden a la serie carbonatada de origen marino depositada durante la transgresión del Atlántico sobre las áreas continentales. Cabrera *et al.* (1997), dividen la cartografía de estos materiales en dos tramos (Figura 2.1), entre los cuales se situaría la Formación Arenas y Arcillas de Segovia, que aflora exclusivamente en el borde norte del Sistema Central.

El tramo inferior incluye las megasecuencias formadas por las secuencias deposicionales 2, 3, 4 y 5, 6, 7 y 8 propuestas por Alonso *et al.* (1993). Los materiales de este tramo son 25-50 m de depósitos sub e intermareales formados por calcarenitas, margas, y calizas margosas del Cenomaniense; 40 m de calizas (biomicritas nodulosas, *wackestone*), calizas arcillosas y margas, depositadas en un medio de plataforma abierta durante el Turoniense inferior (Pineda, 1997a, 1997b); 45-80 m de calizas y dolomías micríticas, bioclásticas y oolíticas del Turoniense-Santoniense inferior formadas por la migración de barras bioclásticas (Figura 2.2B), y 70 m de margas calcáreas gris-verdosas sedimentadas en medios de plataforma abierta que en la zona basal incluyen niveles de calcarenitas asociadas a tormentas (Santoniense inferior-medio).

Este tramo aflora en la Cordillera Ibérica, Cordillera Vasco-Cantábrica y representa la mayor parte de la extensión de la Sierra de Atapuerca (Apéndice I.2), de forma que ocupa el 64 % (7,6 km²) del área planimétrica total de la Sierra (materiales mesozoicos y del Oligoceno-Mioceno inferior), estimada en 11,9 km². Dentro de este afloramiento, destacan las calizas y dolomías del Turoniense-Santoniense inferior, que representan el 60,5% (7,2 km²) de la Sierra, donde adquieren una mayor monotonía litológica que en otras áreas. En el

conjunto de los afloramientos cretácicos, la resistencia de esta unidad litológica frente a los procesos erosivos, forma un resalte morfológico en el paisaje y ha favorecido la mejor conservación de las superficies de erosión intraterciarias sobre estas litologías. De igual modo, son unos de los materiales donde mayor desarrollo alcanzan las formas kársticas.

El tramo superior agrupa las últimas secuencias marinas del Cretácico superior (Cabrera *et al.*, 1997), y en el área de estudio están representadas por unos 80 m de calizas, dolomías y calcarenitas bioclásticas (Santoniense superior), sedimentadas en un complejo de barras y canales del borde de una plataforma interna de alta energía que marca un nuevo impulso transgresivo. Continúan con 20m depósitos de margas grises (Santoniense superior) y 50 m de dolomías del Santoniense superior-Campaniense, ambas unidades depositadas en ambientes de plataforma interna somera (Pineda, 1997b). García *et al.* (1997) cartografía al norte de Mondúbar de San Cibrián una unidad finicretácica (Maastrichtiense), formada por calizas y margas depositadas en ambientes lagunar de aguas salobres.

Este segundo tramo del Cretácico superior aflora en la Cordillera Ibérica (Anticlinal de Cuevas de San Clemente y de Tejada) y en la Cordillera Cantábrica. Aunque Olivé *et al.* (1990), diferencian depósitos del Santoniense superior en el flanco este de la Sierra de Atapuerca, en este trabajo no se han encontrado criterios suficientes para su diferenciación, ya que gran parte de este afloramiento corresponde a los conglomerados del Oligoceno-Mioceno inferior (Apéndice I.2).

En el Anticlinal de Santo Domingo de Silos, sobre los depósitos marinos del tramo superior de la serie carbonatada del Cretácico superior, yacen concordantes los materiales continentales del Cretácico superior-Paleógeno que culminarían la regresión marina del Cretácico superior.

2.1.3. TERCIARIO.

Los materiales terciarios que afloran en el área de estudio pertenecen en su mayoría al sector nororiental de la Cuenca del Duero, aunque también se incluye su enlace con el Corredor de la Bureba y la zona de contacto de la Depresión de la Bureba con los sistemas alpinos de la Sierra de Ubierna y Santa Casilda (Figura 2.1).



Figura 2.2. A) Depósitos de arenas, gravas y arcillas de la Formación Utrillas y B) barras de calizas y dolomías del Turoniense-Santoniense inferior, en el extremo norte de la Sierra de Atapuerca.

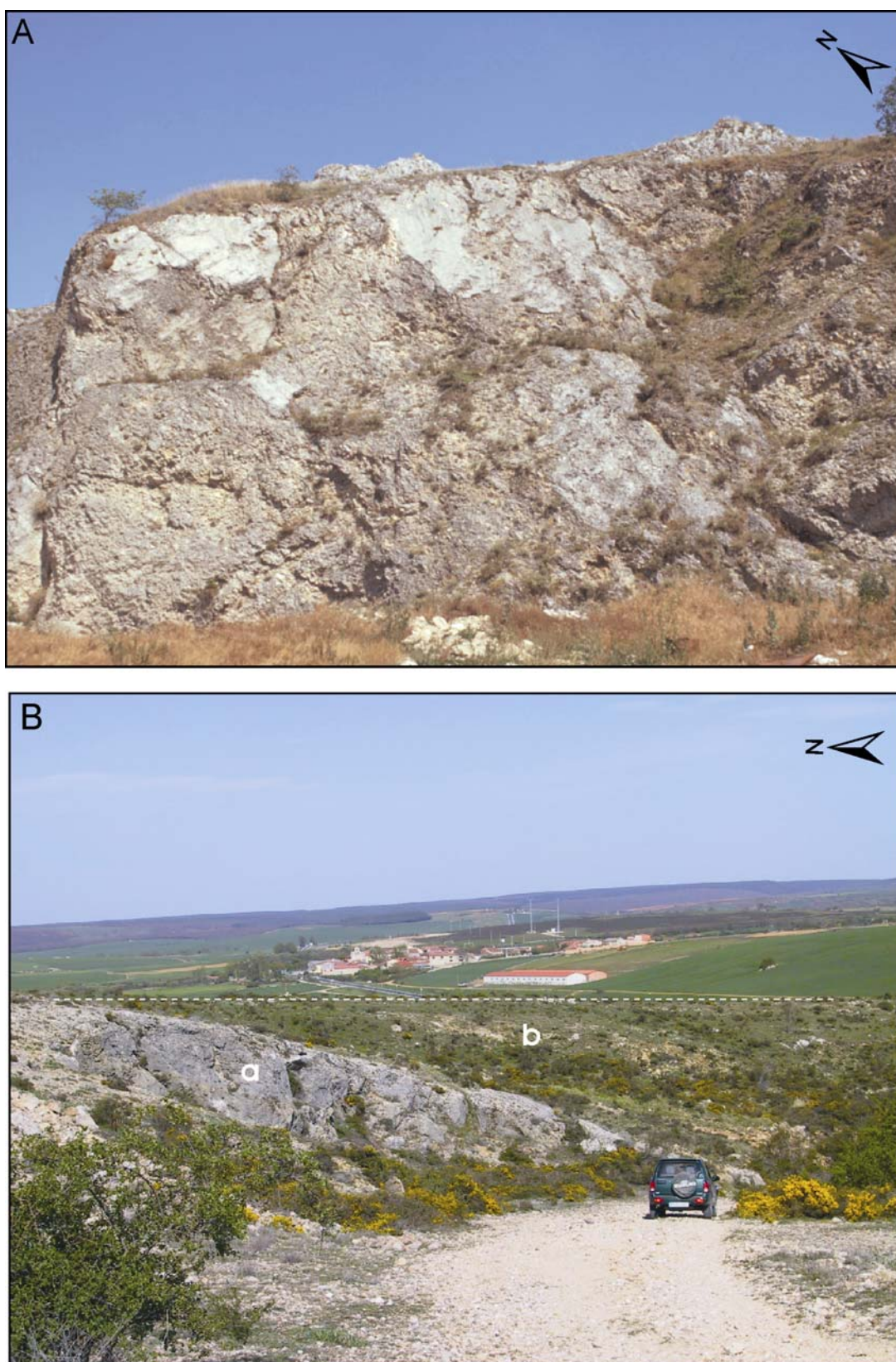


Figura 2.3. A) Plano de falla en los conglomerados y arcillas del Oligoceno-Mioceno inferior en el extremo norte de la Sierra de Atapuerca. B) Discordancia entre los conglomerados del Oligoceno-Mioceno inferior (a) y las calizas de techo astaracienses (b), sobre las que se desarrolla una plataforma estructural, en el flanco sudeste de la Sierra de Atapuerca.

2.1.3.1. Cuenca del Duero.

La Cuenca del Duero constituye una depresión endorreica rellena de sedimentos continentales, originada a finales del Cretácico o principios del Paleoceno, y cuya formación ha estado controlada por el hundimiento progresivo del borde oeste y nordeste y el levantamiento de los sistemas alpinos de la Cordillera Cantábrica, la Cordillera Ibérica y el Sistema Central, que se localizan al norte, este y sudeste.

En la región nororiental de la Cuenca del Duero afloran sedimentos continentales que temporalmente abarcan desde el límite Cretácico-Paleógeno hasta el Mioceno superior, aunque la extensión mayor es ocupada por los sedimentos neógenos. Siguiendo el modelo propuesto por Santisteban *et al.* (1996), el relleno de la terciario de la Cuenca del Duero se puede dividir en tres complejos tectosedimentarios en relación con la etapa tectónica principal (preorogénico, sinorogénico y postorogénico), y que a su vez se subdividen en varias unidades tectosedimentarias.

2.1.3.1.1. Complejo tectosedimentario preorogénico. Cretácico superior-Paleógeno

Los sedimentos terciarios más antiguos que afloran en el área estudiado del sector NO de la Cuenca del Duero corresponden a los depósitos del Cretácico superior-Paleógeno, situados en el Sinclinal de Santo Domingo de Silos (Figura 2.1), que corresponderían al complejo tectosedimentario preorogénico (A), propuesto por Santisteban *et al.* (1996). Estos depósitos están formados por sedimentos aluviales y lacustres (calizas, fangos rojos, arenas y areniscas), que se apoyan en contacto neto sobre las facies marinas del Cretácico superior (Pol, 1985; Pol y Carballeira, 1986).

2.1.3.1.2. Complejo tectosedimentario sinorogénico. Oligoceno-Mioceno inferior.

En la zona de estudio, los sedimentos sinorogénicos del complejo tectosedimentario B definido por Santisteban *et al.* (1996), son conglomerados, areniscas y arcillas asignados al Oligoceno-Mioceno inferior por criterios de posición y correlación estratigráfica (Pineda *et al.*, 1997a, 1997b). Los conglomerados están formados por cantos calcáreos subangulosos-subredondeados de tamaño decimétrico, aunque también pueden encontrarse bloques métricos y muy esporádicamente cantos de cuarcita y cuarzo de menor tamaño (Pineda, 1997a). A pesar de que la litología principal de esta unidad son conglomerados y brechas de composición calcárea, también se han descrito tramos de arcillas y arenas de tonos rojizos, que pueden presentar nódulos carbonatados de origen pseudogenético (Pineda, 1997b). El

carácter sinorogénico de estos sedimentos está indicado por la presencia de una discordancia progresiva interna, observable en varias localizaciones, como la Sierra de Atapuerca o la Sierra de Ubierna, donde los buzamientos varían gradualmente entre los 30-60° en los tramos inferiores, hasta los 6-10° en los niveles superiores (Pineda, 1997a). Aunque yacen discordantemente sobre el sustrato mesozoico, sin embargo, se encuentran solidariamente plegados y fracturados con él (Figura 2.3A).

La sedimentación de esta unidad corresponde a un ambiente aluvial correspondiente a un medio de corrientes acuosas tractivas, coladas de derrubio (*debris flow*) y coladas de fangos (*mud flow*) de zonas proximales de abanicos aluviales para los depósitos de la base, mientras que en los niveles de techo predominan las corrientes tractivas trenzadas (*braided*) (Pineda, 1997a).

Estos depósitos forman una franja de afloramiento discontinuo alrededor de los relieves mesozoicos de la Cordillera Ibérica y la Cordillera Cantábrica (Figura 2.1). En la Sierra de Atapuerca se ha observado que ocupan mayor área que la asignada en las cartografías precedentes (Pineda 1997a, Olivé *et al.*, 1990), incluidos los relieves exhumados situados en Atapuerca e inmediatamente al sur (Apéndice I.2). Esta unidad también ha sido cartografiada al flanco este del anticlinal de Cuevas de Juarros, apoyada sobre las calizas y dolomías del Turoniense-Santoniense inferior y yaciendo discordante sobre los sedimentos neógenos de la facies Cuestas y las Calizas del Páramo inferior. Por extensión de este afloramiento y las relaciones con los materiales neógenos, los conglomerados astaracienses cartografiados por García *et al.*, (1997), al norte de este anticlinal, también han sido interpretados como los conglomerados del Oligoceno-Mioceno inferior (Apéndice I.2).

2.1.3.1.3. Complejo tectosedimentario postorogénico. Mioceno inferior-superior.

Los sedimentos del complejo tectosedimentario C o postorogénico, ocupan la mayor parte de la Cuenca Terciaria del Duero, distribuyéndose en el tiempo desde el Orleaniense hasta el Turolense superior. En esta secuencia de relleno han sido diferenciadas cinco unidades tectosedimentarias (Mediavilla *et al.*, 1996).

2.1.3.1.3.1. Unidad tectosedimentaria 1, UTS 1. Ciclo Dueñas

A esta unidad pertenecen los sedimentos lacustres y evaporíticas de la facies Dueñas, la facies Villatoro y las calizas terminales, que se apoyan discordante sobre los depósitos del Oligoceno-Mioceno inferior y los depósitos mesozoicos (Figura 2.1). La facies Villatoro

aflora al norte y este de la ciudad de Burgos, donde aparecen arcillas, margas y gypsiarenitas con intercalaciones de yesos diagenéticos, que alcanzan espesores visibles de más de 45 m. La facies Dueñas aflora en las zonas bajas de los valles, junto a la facies Villatoro, a la que sustituye por medio de un cambio lateral de facies, o se sitúa por encima, como sucede en los afloramientos al sur de Burgos o en las proximidades de la Sierra de Atapuerca (Pineda, 1997a). Está formada por aproximadamente 40 m de arcillas, limos, margas y también bancos de calizas micrítica que suelen hacerse más frecuentes hacia techo, hasta culminar la facies con un tramo métrico (Rubena-Quintanapalla). La edad propuesta para estos depósitos es Orleaniense (Pineda, 1997a; García *et al.*, 1997).

2.1.3.1.3.2. Unidad tectosedimentaria 2, UTS 2. Depósitos detríticos del Mioceno medio.

Esta unidad tectosedimentaria está compuesta principalmente por sedimentos detríticos (conglomerados, arenas y arcillas), cuya composición varía en función del área fuente, que suelen culminar a techo con un nivel de calizas. Hacia los bordes de la cuenca predominan las facies gruesas (facies Alar del Rey, facies Pedraja, sistemas aluviales del borde este), mientras que hacia zonas interiores de cuenca predominan los depósitos finos (facies Tierra de Campo, facies Santa María del Campo), de forma que en áreas centrales (Valladolid-Palencia), los sedimentos detríticos son sustituidos por calizas y margas (Mediavilla *et al.*, 1996).

La facies Alar del Rey, con área fuente en el mesozoico de la Cordillera Cantábrica, está compuesta por 70 m de depósitos de conglomerados calcáreos, areniscas y arcillas rojas, propios de abanicos aluviales, en donde son frecuentes los procesos edáficos (horizontes carbonatados). Por otra parte, la facies Pedraja, situada al pie de la Sierra de la Demanda, está representada por limos y arcillas de tonos rojos con intercalaciones de conglomerados de clastos silíceos, principalmente cuarcíticos, que hacia techo presentan importantes procesos pedogenéticos. En algunos de los sistemas aluviales miocenos del borde E (Pol, 1985), como el Sistema Retuerta o el Sistema de los Ausines, la composición es mixta, pudiéndose encontrar conglomerados con clastos carbonatados y silíceos.

La facies Santa María del Campo se localiza en la mitad suroriental de la Cuenca del Duero, constituyendo su límite norte el extremo septentrional de la Sierra de Atapuerca (Pineda, 1997a). Litológicamente, esta facies está compuesta por arcillas y limos rojos, con intercalaciones de niveles de arenas y en menor cantidad conglomerados poligénicos, enmarcados en el frente distal de los sistemas aluviales (Retuerta y Ausines).

llegando a desaparecer hacia el noroeste, donde se apoyan las Calizas del Páramo Inferior directamente sobre las unidades detríticas edafizadas infrayacentes (Figura 3.22). La facies Cuestas esta formada por una gran variedad litológica, de origen lacustre, donde predominan las margas y margocalizas micríticas, aunque localmente contienen intercalaciones de calizas, yesos y arcillas carbonosas. En el yacimiento de Castrillo del Val, el ambiente ha sido interpretado como un sistema deltaico lacustre donde los aportes de cursos de agua dulce formaban barras de desembocadura compuestas por limos calcáreos y restos de fauna, con cambios en la salinidad (Sánchez *et al.*, 1988, 1989).

La abundante fauna encontrada en este yacimiento (Royo y Gómez, 1926, Truyols y Porta, 1982) y en otros de la Cuenca del Duero (López *et al.*, 1986), permiten situar a esta facies en el Astaraciense superior-Vallesiense inferior.

Culminando estas facies y a techo de la UTS 4 se desarrolla la unidad calcárea denominada comúnmente Calizas del Páramo Inferior (Mediavilla y Dabrio, 1988, 1989b), que está compuesta por una alternancia de calizas, calizas margosas (biomicritas, micritas y dismicritas) y margas que tienen un espesor variable entre los 4 y los 25 m, debido a la erosión a la que ha estado sometido su techo durante la formación de la Superficie Poligénica del Páramo Inferior. El ambiente de sedimentación corresponde a áreas lacustres someras, que con frecuencia culmina en ambientes palustres, evidenciado por la existencia de estructuras pedogenéticas (Pineda, 1997a; García *et al.*, 1997). En la zona de estudio se les asigna una edad Vallesiense inferior o Vallesiense (Pineda, 1997a; García *et al.*, 1997, Arce *et al.*, 1997; Cabrera *et al.*, 1997), en función de la cronología de las unidades infrayacentes en zonas centrales de Cuenca (López *et al.*, 1986), y su relación con la unidad superior, de edad Turolense superior (Santisteban *et al.*, 1997; Pérez *et al.*, 2001).

2.1.3.1.3.4. Unidad tectosedimentaria 4, UTS 4. Ciclo sedimentario del Páramo Superior.

En la zona de estudio, la unidad tectosedimentaria 4 comienza con aproximadamente cinco metros de arcillas rojas, interpretadas como arcillas de descalcificación transportadas, con intercalaciones de niveles de arenas fluviales (grano medio y fino), que incluyen cantos de cuarzo dispersos y presentan estratificación cruzada planar y de surco, además de suelos calcimorfos y encostramientos calcáreos con pisoides y pseudomorfos de yeso (García *et al.*, 1997).

Estos sedimentos dan paso a margas de tonos blancos, muy bioturbadas, que alternan con lutitas rojas y facies calcáreas nodulosas con ostrácodos, charofitas y gasterópodos. Estas

facies son interpretadas por García *et al.* (1997), como sistemas de aporte fluvial-aluvial, con desarrollo de llanuras aluviales y zonas anegadas donde se forman secuencias de facies someras con procesos de desecación.

A techo de esta unidad UTS 4 (Mediavilla y Dabrio, 1988, 1989a, 1989b), se localizan las Calizas del Páramo Superior, formadas en medios palustres y lacustres de energía media, y compuestas por calizas (*packestone-wackestone*) muy arenosas, intraclásticas y pelletoidales, y calizas (*wackestone*) con escasos componentes aloquímicos. El conjunto se encuentra afectado por huellas de raíces y en el techo se observan procesos erosivos, tanto físicos como químicos, que corresponden al desarrollo de la Superficie Poligénica del Páramo Superior.

La edad de este ciclo se situaría en el Vallesiense-Turoliense superior, basada en la correlación con el yacimiento de Tariego de Cerrato, en Palencia (Mediavilla y Dabrio, 1989a; Santisteban *et al.*, 1997; Pérez *et al.*, 2001), que aporta una edad para la unidad detrítica de Turoliense superior.

Los afloramientos más cercanos a la Sierra de Atapuerca, están en las proximidades de Carcedo de Burgos, Mondúbar de la Cuesta y el anticlinal de Mondúbar San Cibrián (Figura 2.1).

2.1.3.1.3.5. Unidad tectosedimentaria 5, UTS 5. Unidad morfosedimentaria de la Raña.

En esta unidad, Mediavilla *et al.* (1996), incluyen a los depósitos de abanicos aluviales asociados a los bordes de cuenca (comúnmente denominados “rañas”), que según estos autores en posiciones centrales de cuenca corresponderían con sedimentos fluviales formados por conglomerados, limos y arcillas de llanura y desarrollo de costras pedogenéticas y carbonatos paludales.

La presencia de la Unidad morfosedimentaria de la Raña en el área de estudio es discutida con mayor detalle en el Apartado 3.1.2.1.4.

2.1.3.2. Depresión de la Bureba.

Al norte y nordeste se localiza la Depresión de la Bureba, que se encuentra delimitada al oeste por el borde pasivo de la Plataforma Burgalesa y al sur por la Franja plegada de Montorio-Ubierna, donde la Falla de Úrbel ha funcionado como borde más activo. Hacia el

este, y fuera de la región considerada, conecta con la zona subsidente de la Rioja, donde se han llegado a acumular espesores de más de 4.000 m entre los frentes cabalgantes de la Sierra de la Demanda y los Montes Obarenses-Sierra de Cantabria. Al oeste, los materiales terciarios de esta depresión conectan con la Cuenca del Duero.

Los materiales terciarios más antiguos que afloran en esta zona son conglomerados calcáreos, arcillas rojas y areniscas, depositados en el frente proximal-medio de sistemas de abanicos aluviales, que al igual que en la Cuenca del Duero se les atribuye una edad Oligoceno-Mioceno inferior. El techo de estos depósitos se relaciona, a través de un cambio lateral de facies, con la facies Bureba. Se emplazan adosados a los bordes de los materiales mesozoicos en posición discordante.

Por encima se sitúan los sedimentos neógenos, donde afloran las siguientes facies definidas por O. Riba, 1952 (en Portero *et al.*, 1979):

-Facies Bureba. Son sedimentos formados en posiciones distales de abanicos aluviales, compuestos por arenas y areniscas, con canales de conglomerados y arcillas. Representan un cambio lateral de las facies anteriores de conglomerados y arcillas rojas (facies San Pedro de la Hoz) y pasan lateralmente a la facies Cerezo. Se localizan principalmente al norte de la Sierra de Santa Casilda.

-Facies Cerezo. Está formada por yesos con intercalaciones de lutitas y margas, y en menor proporción dolomías y calizas. Se localizan al sur de la Sierra de Santa Casilda en la zona de enlace con el Corredor de la Bureba, alcanzando espesores que sobrepasan los 200 m.

-Facies Carcedo. Es una alternancia de arenas y areniscas calcáreas, limos, arcillas, margas y calizas arenosas o arcillosas, depositados en sistemas muy distales de sistemas de abanicos, donde se desarrollan suelos rojos, caliches, encostramientos, bioturbaciones y encharcamientos. Pineda (1997b), les asigna una edad de Ageniense superior-Orleaniense.

-Facies Pedraja. Esta unidad, formada por depósitos de limos, arcillas rojas y gravas silíceas (cuarcitas y rocas metamórficas), procedentes de Sierra de la Demanda, se encuentra en la divisoria entre la Cuenca del Duero y la Cuenca del Ebro. Según Olivé *et al.*, (1990), tiene una potencia entre 150 y 200 m.

-Facies Gris-Blanca. Se trata de una unidad lacustre-palustre que solapa el resto del Terciario y las áreas mesozoicas, y está compuesta por una alternancia de margas grises y blancas con intercalaciones de niveles decimétricos de calizas margosas, que hacia techo culmina con una serie calizo margosa de carácter más expansivo (Calizas de los Páramos de

Santa Casilda). Esta facies aflora en la Cubeta de San Pedro y al sur y al norte de la Sierra de Santa Casilda. Presenta una potencia máxima observada de 250 m (Portero *et al.*, 1979).

En el puerto de la Brújula afloran calizas que han sido consideradas como el nivel sedimentario superior de la Depresión Terciaria de la Bureba, y su posición respecto a los niveles de la Cuenca del Duero se ha utilizado para relacionarlas con las Calizas del Páramo Superior (Olivé *et al.*, 1990; Riba *et al.*, 1983; Pol y Carballeira, 1983a), aunque en trabajos más recientes (Pineda, 1996), se correlacionan cartográficamente con las calizas de techo de las facies detríticas del Mioceno medio (facies Tierra de Campos).

La cronoestratigrafía y relación de algunas de estas facies con los sedimentos de la Cuenca del Duero, que han propuesto los distintos autores es discutida con mayor detalle en el Apartado 3.1.2.3, donde también se presentan los resultados de la correlación morfolitológica realizada en el presente trabajo para la zona de enlace Duero-Bureba.

2.1.4. CUATERNARIO.

Los sedimentos cuaternarios están representados por gravas, arenas, limos y arcillas relacionados fundamentalmente con llanuras aluviales, fondos de valle y terrazas fluviales, aunque también están presentes en abanicos aluviales, glaciares, coluviones y depósitos de descalcificación. Las características de estos depósitos son tratadas con mayor extensión en el análisis geomorfológico (Apartado 3).

2.2. TECTÓNICA.

La mayor parte del área corresponde a los materiales ciclo alpino, aunque también está presente el ciclo hercínico. La orogenia hercínica, patente en el Macizo de la Sierra de la Demanda, se sucedió en tres fases situadas entre el Namuriense y el Westfaliense, relacionándose las dos primeras con las subdivisiones de la Fase Sudética, y la tercera fase con movimientos epirogénicos considerados como repercusiones de las Fases Astúrica y Saálica acaecidas al final de la orogenia hercínica (Boquera *et al.*, 1978a, 1978b).

Las primeras etapas tectónicas del ciclo alpino son la Fase Neokimmerica (Jurásico superior-Cretácico inferior) y la Fase Aústrica, relacionada con la discordancia basal de la Formación Utrillas. Con posterioridad se produce nuevas fases en el Cretácico superior (Turonense-Coniacense) y continúan en el Paleoceno y en el Eoceno (Pineda, 1997a). A finales del Eoceno y durante el Oligoceno se produce la etapa tectónica principal, que

comienza a individualizar las cuencas del Duero y la Bureba (Ebro), y produce la reactivación de accidentes anteriores, produciendo desgarres dextrales (Falla de Ubierna o del Úrbel), atribuidos al desplazamiento hacia el NO de la Placa Ibérica durante el Cenozoico (Pineda 1997a, García *et al.*, 1997). A final del Oligoceno y coincidiendo con la Fase Castellana, se deposita el complejo tectosedimentario sinorogénico formado por los conglomerados calcáreos y arcillas rojas del Oligoceno-Mioceno inferior, sedimentados en discordancia progresiva.

Durante el Neógeno se producen nuevos pulsos, caracterizados por una tectónica de régimen compresivo que produjo la estructuración de los sistemas alpinos hasta el Mioceno medio-superior, y un régimen distensivo a partir del Mioceno superior-Plioceno que afectó a la mitad septentrional de la península (Simón y Paricio, 1988; Cortés *et al.*, 1999). En la secuencia estratigráfica, estos pulsos quedan reflejados en las rupturas sedimentarias, detectadas entre las facies del ciclo Dueñas (UTS 1) y los conglomerados infrayacentes, que correspondería a la Fase Sábrica (Pineda 1997a); entre la UTS 1 y la UTS 2, correlacionable con la 1ª Fase Stábrica, denominada Fase Neocastellana en la Cuenca del Tajo (Aguirre *et al.*, 1976), y entre la UTS 2 y la UTS3, que Mediavilla *et al.* (1996), asocian a una reactivación de las fracturas de zócalo y en este trabajo se ha relacionado con un pulso tectónico en la Sierra de Atapuerca (Apartados 3.1.1.2.2.2 y 3.1.2.1.5). Este último impulso sería correlacionable con la segunda Fase Stábrica (Santisteban *et al.*, 1996), y coincide con el pulso final de la Fase Guadarrama del Sistema Central (Vicente, 1988; Vicente *et al.*, 1996; Capote *et al.*, 1990; Calvo *et al.*, 1991, 1993).

En el Plioceno y con posterioridad a la sedimentación de la UTS 4, Santisteban *et al.* (1996) sitúan la Fase Iberomanchega I, definida originalmente en la Cuenca del Tajo (Pérez-González, 1979). Esta fase sería la responsable de las deformaciones locales que presentan los depósitos de la UTS 4 y 5. En la zona no han sido descritas deformaciones correspondientes a la fase Iberomanchega II.

Las unidades tectónicas principales y sus rasgos estructurales se detallan a continuación.

2.2.1. CORDILLERA VASCO-CANTÁBRICA.

La Cordillera Cantábrica o Vasco-Cantábrica constituye la prolongación occidental de Los Pirineos. Su formación está ligada a una etapa extensiva durante la apertura del Atlántico y una tectónica compresiva terciaria en respuesta a la convergencia de placas. El área considerada en este trabajo, se incluye el sector más meridional de la Cordillera Cantábrica,

que entra en conexión con la Cuenca del Duero y la Depresión de la Bureba, y está compuesta por las siguientes unidades estructurales:

Plataforma estructural de los Páramos de la Lora o Plataforma Burgalesa. En la región de estudio está presente sólo el sector más suroriental de la Plataforma Burgalesa. Esta unidad estructural, situada entre la Franja plegada de Montorio-Ubierna y los Montes Obarenses, tiene como estructura central el sinclinal de Polientes, que fue una zona de surco durante la extensión mesozoica (Hernaiz y Solé, 2000). En el área de estudio la unidad está formada por los materiales calcáreos, mayoritariamente del Cretácico superior, que se disponen formando un monoclinal, con buzamientos que oscilan entre los 5-12° al norte y los 20-60° en las proximidades de la Falla del Úrbel (Pineda, 1997b). La plataforma está afectada por fracturas (E-O y NO-SE) y pliegues de dirección E-O.

Franja plegada de Montorio-Ubierna. Se trata de una banda, alargada según direcciones ONO-ESE, de unos 80 km de longitud y 10-4 de ancho, que entra en contacto con la Plataforma Burgalesa a través de la Falla del Úrbel y que forma el borde norte de la Cuenca del Duero y el borde sur del extremo occidental de la Depresión de la Bureba. Su extremo ONO conecta con el Macizo Asturiano y en su extremo ESE enlaza con la Franja plegada de Rojas-Santa Casilda, de direcciones NE-SO. Representa el frente cabalgante de la plataforma burgalesa sobre la Cuenca del Duero y en el área considerada está caracterizada por pliegues de vergencia S o SO y cabalgamientos, de direcciones E-O y NO-SE, formados a favor del despegue tectónico de la facies Keuper o la Formación Utrillas.

Falla de Ubierna o del Úrbel. Este accidente, a favor del cual se ha desarrollado parte del valle alto del río Úrbel, presenta una dirección general ONO-ESE y se establece como el límite entre la Plataforma Burgalesa y la banda plegada, aunque en ocasiones corta a ambas unidades. Aunque esta falla puede constituir el reflejo de una estructura de zócalo, Hernaiz (1994), puntualiza que el trazado actual es producto del desplazamiento mesozoico sufrido por la cobertera mesozoica durante compresión terciaria (Malagón *et al.*, 1994). En general, la Falla del Úrbel durante el mesozoico funcionó como una falla normal con posibles movimientos sinestrales que acomodaba la subsidencia del surco de Polientes y a favor de la cual se produjo la migración plástica del Keuper (Hernaiz, 1994; Serrano *et al.*, 1994; Hernaiz *et al.*, 1994). Durante la compresión terciaria principal, se reactivó como falla inversa y en los últimos estadios compresivos funcionó como un desgarre dextral (Hernaiz, 1994, Pineda 1997a, 1997b).

Franja plegada o Arco de Rojas-Santa Casilda. Se sitúa a continuación del extremo este de la Franja de Montorio-Ubierna y está caracterizada por la orientación NE-SO de sus estructuras (pliegues y cabalgamientos) que afectan a los materiales mesozoicos. Según

Rodríguez *et al.*, (1994), constituye una estructura cabalgante desplazada hacia el Sur en el Paleógeno y al SE en el Neógeno-actualidad, que se sitúa sobre materiales terciarios que conectan las depresiones terciarias de la Bureba y el Duero. La estructura de este a oeste, está formada por un anticlinal (Anticlinal de Rojas) de dirección NO-SE y una franja de pliegues y cabalgamientos (Zona plegada del Buezo), de dirección NO-SE que varía a E-O en su extremo más septentrional (Portero *et al.*, 1979; Olivé *et al.*, 1990). En la depresión que queda entre ambas estructuras se localiza la Cubeta de San Pedro, que está rellena por materiales lacustres-palustres del Mioceno medio-superior.

En estas tres unidades son comunes las estructuras diapíricas de la facies Keuper, originadas durante a la tectónica distensiva mesozoica, que posteriormente se comprimen y reactivan durante la compresión alpina (Serrano *et al.*, 1994; Hernaiz y Solé, 2000)

2.2.2. CORDILLERA IBÉRICA.

En el modelo propuesto por Álvaro *et al.*, 1979, la Cordillera Ibérica es interpretada como un aulacógeno que se inicia con una fase extensional o de graben en el Triásico y finaliza con su deformación compresiva y sedimentación molásica, ocurrida durante el Oligoceno-Mioceno superior. En el sector estudiado de la Cordillera Ibérica, correspondiente a su extremo noroccidental, se pueden distinguir las siguientes unidades estructurales generales:

Macizo Paleozoico de la Demanda. En el Macizo de la Sierra de la Demanda, se pueden observar estructuras mayores y de detalle (plegadas, planares y lineares) relacionadas con las tres fases de deformación de la orogenia hercínica. Entre las estructuras mayores de la primera fase es de destacar el Sinclinal de Palazuelos-Arlanzón, que es cortado por la Falla de Alarcia (NO-SE) y desplazado por el sistema de fallas del valle alto del Arlanzón, también de dirección NO-SE, que se prolongan hacia el SE en la margen izquierda del valle alto del río Arlanzón. A la segunda fase pertenecen los cabalgamientos y *kipples* de la Sierra de Mencilla, mientras que la tercera fase queda representada al nordeste por pliegues con planos axiales subverticales (Boquera *et al.*, 1978b). También son reconocibles fallas verticales, niveles de despegue asociados a los niveles más plásticos (facies Keuper, unidades del Westfaliense), y pliegues de la cobertera mesozoica relacionados con la orogenia alpina.

Sierra de Atapuerca. Se trata de un anticlinal tumbado de dirección NNO-SSE, con vergencia NE que involucra principalmente a los materiales del Cretácico superior (calizas y dolomías del Turoniense-Santoniense inferior). En su extremo norte el anticlinal gira hasta adoptar direcciones ONO-ESE y O-E, donde se encuentra afectado por fallas y

cabalgamientos de direcciones ONO-ESE, ENE-OSO y NNO-SSE, a favor de los cuales afloran los materiales más antiguos de la Sierra, formados por la facies Keuper y las calizas y dolomías del Triásico inferior-Lías. A causa de sus características estructurales y litológicas (Pineda, 1997a), se considera a la Sierra como el afloramiento más septentrional de la Cordillera Ibérica.

Mesozoico de las Sierras Noroccidentales de la Cordillera Ibérica. En esta unidad se han agrupado los materiales mesozoicos del borde de la Sierra de la Demanda y del resto de sierras noroccidentales de la Cordillera Ibérica que se incluyen en este trabajo. En estas sierras las estructuras más importantes corresponden al Anticlinal de Cuevas de San Clemente, en cuyo flanco sudeste se desarrolla la Sierra de las Mambas, y el Anticlinal de la Tejada, que forma la Sierra de Lerma. Entre ambas estructuras se desarrollan otros pliegues importantes, como el Sinclinal de Santo Domingo de Silos o el Anticlinal de Carazo. En general, son pliegues de dirección Ibérica (NO-SE, ONO-ESE), que pueden presentarse fracturados y cuyas terminaciones periclinales se encuentran cubiertas por los sedimentos neógenos. Hacia el norte se distingue el sinclinorio disimétrico de Lara y el anticlinal de Cuevas de Juarros, que presenta una dirección NNE-SSO que gira hacia el norte hasta adquirir direcciones NE-SO (García *et al.*, 1997).

2.2.3. DEPRESIONES TERCIARIAS.

A parte de los pliegues y fracturas que afectan a los complejos tectosedimentarios preorogénicos y sinorogénicos (Santisteban *et al.*, 1996), la tónica general en la Cuenca del Duero son los sedimentos horizontales o subhorizontales del complejo postorogénico, aunque también presentan estructuras plegadas, discordancias (Apartado 2.1.3.1) y lineaciones marcadas por la red fluvial (Apartado 3.3), que indican la acción de eventos tectónicos posteriores a la fase principal. Las estructuras plegadas más significativas se localizan en los alrededores de Mondúbar de San Cibrán, donde las Calizas del Páramo Inferior y el ciclo sedimentario del Páramo Superior están afectados por un sinclinal, al oeste de Quintanilara, donde los sedimentos del Sistema aluvial de los Ausines están plegados (sinclinal) y fracturados (Pol, 1985; García *et al.*, 1997) y en el contacto de los depósitos de las unidades tectosedimentarias 1 y 2 con los materiales mesozoicos (Sierra de Atapuerca, Apartado 3.1.2.1.5). También se pueden observar pliegues y fracturas más locales que afectan a las Calizas del Páramo Inferior.

En la Depresión de la Bureba se pueden distinguir flexuras y fracturas que afectan a la facies Bureba y a sus conglomerados marginales (Pineda, 1997b), y a la facies Gris Blanca (Portero *et al.*, 1979).

3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

Los relieves en graderío característicos de las depresiones terciarias y las altiplanicies desarrolladas sobre gran parte de las cordilleras alpinas confieren a este territorio unos rasgos típicos de paisaje amesetado y escalonado, que se encuentra seccionado por los valles de la red fluvial, pertenecientes principalmente a la Cuenca Hidrográfica del Duero. Frente a esta tónica general del paisaje, destacan las estribaciones occidentales de la Sierra de la Demanda, que en la zona analizada se alzan a una altura máxima de 2132 m (Pico de San Millán). La altura media del conjunto se sitúa en 948 m, mientras que la altura mínima es de 750 m en la confluencia de los valles de los ríos Arlanza y Arlanzón, y 700 m en el punto más bajo considerado del valle del río Homino.

En este territorio, por tanto, se pueden distinguir dos ámbitos morfoestructurales generales, compuestos por las depresiones terciarias y los sistemas alpinos, los cuales a su vez están representados por las sierras noroccidentales de la Cordillera Ibérica y por el borde sur de la Cordillera Vasco-Cantábrica.

Entre las sierras noroccidentales de la Cordillera Ibérica destacan las estribaciones montañosas del extremo oeste la Sierra de la Demanda, y los relieves de otras sierras más meridionales y de menor envergadura como son las Sierra de las Mamblas o la Sierra de Lerma, formadas a favor de las estructuras plegadas de los materiales mesozoicos. En el extremo más noroccidental de la Cordillera Ibérica y separada de ésta por los materiales cenozoicos se localiza la Sierra de Atapuerca, que constituye un relieve conforme de tipo *mont*, aplanado en su cumbre, que se ha formado a favor de una estructura anticlinal que afecta a los materiales del Cretácico superior, aunque también aflora el Jurásico y el Triásico en la estructura fallada de su extremo norte.

En la Cordillera Cantábrica la unidad morfoestructural más septentrional corresponde a la altiplanicie del Páramo de Masa, la cual se desarrolla a 1020-1050 m sobre los estratos subhorizontales cretácicos y conecta al sur con la Falla del Úrbel-Ubierna, cuyo trazado ha aprovechado el río Úrbel para labrar su valle alto. Hacia el oeste se localiza la Sierra de Ubierna, continuación de la Franja plegada de Montorio-Ubierna, que constituye una banda O-E de aproximadamente 4-5 km de anchura, formada por relieves bajos (< 1050 m) de cumbres planas, que separa las depresiones terciarias del Duero y de La Bureba. El extremo oeste está formado por la unidad de la Sierra de Santa Casilda o del Buezo, que tiene alturas sensiblemente superiores (1090 m) y en cuyo interior se localiza la cubeta terciaria de San Pedro, rellena por sedimentos calcáreos y margosos sobre los que se desarrollan paisajes de plataformas y páramos.

La mayor parte del territorio está ocupado por las depresiones terciarias, y fundamentalmente por la Cuenca del Duero, en la que destacan los típicos relieves formados a favor de la erosión diferencial de los estratos horizontales terciarios y los paisajes de páramo, cuya monotonía es rota por los valles fluviales. Hacia el nordeste y flanqueado al norte y al sur por los sistemas alpinos, los relieves en los materiales terciarios tiene su continuación por el Corredor de Bureba, que une la Cuenca del Duero con el surco Ebro-Rioja.

Como ya se ha indicado, la red de drenaje de esta zona pertenece en su mayoría a la Cuenca Hidrográfica del Duero, que vierte a los cursos principales del río Arlanza y del río Arlanzón, tras cuya unión desaguan en el río Pisuegra, afluente del río Duero por su margen derecha. La red de drenaje presenta unas direcciones preferentes N-S, NE-SO y E-O, que ha generado valles fluviales asimétricos y con trazados bastante rectilíneos. El escaso territorio perteneciente a la Cuenca Hidrográfica del Ebro está drenado por los ríos Cerrata y Homino, con un mayor potencial erosivo que la red del Duero, puesto de manifiesto por la mayor incisión de sus valles y la presencia frecuente de laderas acarcavadas.

Para el análisis de la evolución geomorfológica de este territorio, el trabajo se ha dividido en tres apartados generales, donde se tratan las principales unidades morfológicas presentes en esta región. En el primero se estudia el desarrollo de las superficies de génesis poligénica, incluyendo a las superficies de erosión intraterciarias labradas en los sistemas alpinos y a las superficies de los páramos y plataformas estructurales formadas a favor de los depósitos neógenos. Un segundo apartado general trata de la descripción de las morfologías exokársticas que afectan a los materiales carbonatados, los cuales ocupan una amplia extensión de afloramiento en la región. En el último apartado se analizan los valles fluviales, con especial atención en el tramo medio del río Arlanzón.

3.1. MORFOLOGÍAS DE GÉNESIS POLIGÉNICA

El estudio de las morfologías de génesis poligénica se ha subdividido en función de sus características generales que están asociadas a los dominios morfoestructurales donde se localizan. De este modo, en el Apartado 3.1.1 se analizan las superficies de erosión intraterciarias, que cortan a los materiales y estructuras de las cordilleras alpinas, mientras que el Apartado 3.1.2 versa sobre las superficies poligénicas desarrolladas a favor de las capas horizontales y subhorizontales de las depresiones terciarias, entre las que destacan por su importancia, las comúnmente denominadas como superficies de los páramos, formadas sobre las calizas miocenas.

3.1.1. SUPERFICIES DE EROSIÓN INTRATERCIARIAS.

El paisaje en los relieves alpinos de la Cordillera Ibérica y la Cordillera Vasco-Cantábrica que constituyen el borde N y E del sector nororiental de la Cuenca del Duero, está caracterizado por una orografía distintiva compuesta por altiplanos de extensión variable que se disponen escalonados y con frecuencia inclinados. Los altiplanos pueden formar extensas plataformas, como en el caso del Páramo de Masa en la Cordillera Vasco-Cantábrica, o planos de menor continuidad que han sido seccionados por la acción fluvial y kárstica, como sucede en buena parte de la región analizada.

Estos altiplanos, corresponden a superficies formadas por el desgaste del sustrato rocoso y su estructura tectónica, por efecto de la acción de los procesos erosivos durante amplios periodos de tiempo con estabilidad tectónica, por lo que reciben el nombre de superficies de erosión o arrasamientos.

3.1.1.1. Antecedentes.

El estudio de las superficies de erosión en la Cordillera Ibérica ha sido amplio y dilatado en el tiempo, desde los primeros trabajos que Schwenzner (1936, 1937) realizó en la región montañosa central de la meseta, hasta los trabajos más recientes realizados en el sector Central de la Cordillera Ibérica (Gracia *et al.*, 1988; Gutiérrez-Elorza y Gracia 1997; Casas-Sainz y Cortés-Gracia, 2002), en la Cuenca Alta del río Henares (Benito *et al.*, 1998), o en la Paramera de Sigüenza (Vázquez, 2002).

Ya centrados en la región de estudio, cabe destacar los trabajos de Zazo *et al.*, (1983, 1987) en la Sierra de Atapuerca, de Lemartinel (1985, 1987), en la Sierra de la Demanda, de Olivé *et al.* (1990), en la Sierra de Atapuerca y el borde NO de la Sierra de la Demanda, de Gracia *et al.*, (1990), en el borde NE y E de la Cuenca del Duero, de Pérez González *et al.* (1994), en la región nororiental de la Depresión del Duero, de Pineda (1997a, 1997b y 1997c), en la Sierra de Atapuerca y el borde sur de la Cordillera Vaso-Cantábrica, de P. Cabra (en García *et al.*, 1997), en el borde oeste de la Sierra de la Demanda, y de Pérez-González *et al.*, (1999, 2001) y Benito y Pérez-González (2002), en la Sierra de Atapuerca. En la Tabla 3.1 se ha recogido sintéticamente el conocimiento concerniente a las superficies de erosión en el borde E y N de la Depresión del Duero contenido en estos estudios.

Dependiendo del desarrollo de las superficies en la zona estudiada y de los modelos propuestos, el número de superficies reconocido ha variado en los diversos estudios. En el trabajo precursor de Schwenzner (1936, 1937), fueron descritas cuatro superficies, denominadas D (Dachfläche), M3, M2 y M1, que fueron explicadas por un modelo denudativo escalonado producto de una evolución policíclica. Posteriormente, Solé (1952) y Birot y Solé (1954), sólo citan dos niveles de superficies de erosión, interpretando los escalones superiores por fracturación y dislocación de una única superficie. Gladfelter (1971), cartografía cuatro superficies (A, B, C y D) en la Cuenca Alta del río Henares, equiparables, respectivamente, a las de Schwenzner (1936). Por otra parte, en la provincia de Teruel, Peña *et al.*, (1984), observan dos niveles de superficies de erosión, que se correlacionan con las dos superficies más antiguas de Schwenzner (1936) y Gladfelter (1971). A su vez, Molina y Armenteros (1986), en su trabajo del sector suroriental de la Cuenca del Duero, reconoce dos superficies de erosión, equiparables a los niveles M2 y M1 de Schwenzner (1936), y a los arrasamientos D y C de Gladfelter (1971). Más hacia el norte, en la Sierra de la Demanda, Lemartinel (1985, 1987), habla de dos superficies: una superficie de relieves residuales coronados por planos y una Superficie Compuesta de Piedemonte; mientras que en los alrededores de la Sierra de Atapuerca, Zazo *et al.* (1983, 1987), cartografían un nivel erosivo formado sobre el mesozoico de la Sierra (S_0), y cuatro niveles con depósitos localizados sobre la facies Pedraja (S_1 , S_2 , S_3 y S_4). Posteriormente, en el trabajo de Gracia *et al.* (1988), se establecen otra vez un total de cuatro superficies, también denominadas S_1 , S_2 , S_3 y S_4 ; cuya nomenclatura es utilizada en otros estudios donde se reconoce esta secuencia de superficies total o parcialmente (Gracia *et al.*, 1990; Pineda 1997a, 1997b, 1997c; P. Cabra, en García *et al.*, 1997). Trabajos posteriores en la Sierra de Atapuerca, reconocen dos niveles (Pineda 1997a), que son aumentados a tres por Benito y Pérez-González (2001). La correlación de los niveles de superficies de erosión propuestos por estos autores se recoge en la Tabla 3.2. En un estudio posterior Casas-Sainz y Cortés-Gracia (2002), diferencian un número de siete superficies de erosión en la región Central de la Cordillera Ibérica de compleja correlación con las superficies propuestas por el resto de los autores citados.

AUTOR (AÑO).	REGIÓN ESTUDIADA.	DENOMINACIÓN.	ALTITUD (m).	MORFOLOGÍA.	MATERIALES QUE ARRASA.	RELACIÓN CON LA SUPERFICIE ANTERIOR.	DEPOSITOS QUE LA FOSILIZAN.	DEPOSITOS CONTEMPORÁNEOS	PROCESOS QUE LA AFECTAN	EDAD.	CLIMA.
LAZO ET AL. (1983,1987)	Sierra de Atapuerca y Alrededores (Planos de Pedraja)	SUPERFICIE EROSIVA So. S. Atapuerca	1080-1078	Relieves residuales en zonas montañosas.	Calizas plegadas del Cretácico superior				Kárstificación (lenares)	Oligoceno.	
		SUPERFICIE CON DEPÓSITO S1. Pedraja	1190-1172	Planos de pendiente E-O		Encajada.		Cobertera cantos cuarcíticos rubefractados en matriz arcillo-arenosa. Enlaza con el Páramo Inferior		Mioceno-Plioceno	
		SUPERFICIE CON DEPÓSITO S2 . Pedraja	1167-1157	Planos de pendiente E-O		Encajada. Glacis		Cobertera cantos cuarcíticos rubefractados en matriz arcillo-arenosa.		Finales del Plioceno	
		SUPERFICIE CON DEPÓSITO S3. Pedraja	1100	Planos de pendiente E-O		Encajada		Cobertera cantos cuarcíticos rubefractados en matriz arcillo-arenosa. Contemporánea con la “Raña”.		Plio-cuaternario	
		SUPERFICIE CON DEPÓSITO S4. Pedraja	1086	Planos de pendiente E-O		Encajada		Cobertera cantos cuarcíticos rubefractados en matriz arcillo-arenosa. Contemporánea con la “Raña”.		Plio-cuaternario	
LEMARTINEL (1985, 1987)	Sierra de la Demanda	SUPERFICIE DE RELIEVES RESIDUALES CORONADOS POR PLANOS	2000 1300-1400	Relieves residuales y cumbres aplanadas	Calizas secundarias y cuarcitas del Cámbrico medio			Manto de gravas cuarcíticas.	Deformada (tectónica intramiocena)	Intra a fini-oligoceno	
		SUPERFICIE COMPUESTA (EROSIÓN-ACUMULACIÓN) DE PIEDEMONTTE (¿PIÉMONT?)	1400-1600 1200	Planos de piedemonte	Materiales secundarios y conglomerados terciarios de Ójacastro			Calizas del Páramo	Deformada (tectónica distensiva Pliocena)	Finimiocena (Turolense)	Clima cálido y seco. Lluvias en los relieves
OLIVÉ ET AL., (1990)	MTM 1:50000 Hoja de Belorado, 201 (20-10)	SUPERFICIE DE EROSIÓN/ABANICOS POLIGÉNICOS HEREDADOS		Planos erosivos y Planos deposiconales de abanico	Materiales del Mesozoico, Oligoceno y Mioceno Medio			Morfologías deposicionales de abanico correspondientes a las Facies Pedraja..	Karstificada	Edad Pedraja (Vallesiense -Turolense)	
GRACIA ET AL. (1990)	Borde NE y E de la Cuenca del Duero	SUPERFICIE SOMITAL S1		Replanos somitales aislados, con pendiente general hacia la cuenca de Almazán.	Cretácico			Enlaza con depósitos del Mioceno Medio (F. Cuestas), en el Embalse de Linares (Segovia)			
		SUPERFICIE S2		Planos que descienden suavemente hacia la cuenca (borde E de la Cordillera Ibérica)			Fosilizada por depósitos detríticos aluviales y fluviales (“ranas”).	Niveles de colmatación de la Cuenca del Duero (Páramo Superior). Enlace de Calatañazor, Sierra de Lerma y área de Huérmeces.	-Kárstificación y edafización posterior -Plegada (WNW-ESE) y fallada (NE-SW). Páramo de Masa y Lora -Fallada (Aguilar de Campoo) -Flexión anticlinal (norte Burgos)	Turolense-Plioceno	
PÉREZ-GONZÁLEZ ET AL. (1994)	Región nororiental de la Depresión del Duero	SUPERFICIE DE EROSIÓN S1		Posición somital o superficie exhumada por erosión de depósitos Neógenos	Materiales mesozoicos y series continentales del Cretácico superior-Paleógeno		Fosilizada por sistemas de abanicos aluviales del Mioceno Medio	Enlaza con las Facies Cuestas.	Karstificación, brechificación y desarrollo de suelos hipercalcimórficos	Mioceno inferior	
		SUPERFICIE DE EROSIÓN S2			Mesozoico y niveles de colmatación de la cuenca (Mioceno medio-superior)		Fosilizada por la “raña”	Recubrimiento de canturral de clastos de cuarzo rubefractados.Relacionada con los planos estructurales de los depósitos del Mioceno medio.			
P. CABRA (EN GARCÍA ET AL., 1997)	MTM 1:50000 Villagonzalo-Pedernales, 238 (19-11)	SUPERFICIE DE EROSIÓN FUNDAMENTAL			Relieves mesozoicos			Enrasa con las calizas del Páramo		Vallesiense-Turolense	
		SUPERFICIE SUPERIOR DEL PÁRAMO	1010-1030	Retazos de morfología plana, con inclinación regional del 2-3 %	Calizas superiores del Páramo				Retoques erosivos fluviales, kársticos, eólicos y procesos edáficos		
		SUPLERFICIE PLEISTOCENA		Morfología plana con inclinación hacia el SO y hacia los valles	Calizas inferiores del Páramo				Kárstificación. Procesos edáficos	Pleistocena.	
PINEDA (1997a, 1997b, 1997c)	MTM 1:50000 Burgos, 200 (19-10) Montorio, 167, (19-9) Villadiego, 166, (18-9) Sª de Atapuerca (A), Sª de Ubierna (U)	SUPERFICIE DE EROSIÓN S1	1362-980 (U) 1060-1070 (A)	Planos erosivo y sediplano, abombada e inclinada hacia la Cuenca del Duero.	Mesozoico		Facies Cuestas	Coetánea con la facies Alar del Rey.	-Karstificación (campos de dolinas) -Deformada	Aragoniense (Astaraciens e sup)	
		SUPERFICIE DE EROSIÓN S2	1140-960 (U) 1030 (A)	Páramos y plataformas inclinados	Mesozoico			Enlaza con la Superficie Poligénica del Páramo (“Calizas del Páramo Inferior”)	Kartificación (campos de dolinas)	Turolense-Plioceno	
		SUPERFICIE DE EROSIÓN S3	1000-920 (U)	Planos inclinados más que S2		Encajada		Posiblemente correlativa a la “raña” o más reciente.	-Kárstificación menor que S2. -Relacionada con la red hidrográfica	Posiblement e Pliocuaterna ria (“raña”)	
PÉREZ-GONZÁLEZ ET AL. (1999, 2001)	Sierra de Atapuerca	Superficie de erosión So	1080					Conglomerados oligocenos		Oligoceno	
BENITO Y PÉREZ-GONZÁLEZ (2002)	Sierra de Atapuerca	Superficie de erosión superior	1080-1070	plano culminante	Calizas del Cretácico superior	Encajado		Conglomerados del Oligoceno	Karstificación (dolinas y lapiaces)	Oligoceno	
		Superficie de erosión intermedia	1060-1065	hombreras y rellanos	Calizas del Cretácico superior	Encajado			Karstificación		
		Superficie de erosión inferior	1030-1035		Calizas del Cretácico Superior	Encajado		¿Calizas del Páramo Superior?	Karstificación		

Tabla 3.1. Cuadro de síntesis del conocimiento de las superficies de erosión intraterciarias en los sistemas alpinos del borde norte y este de la Cuenca del Duero.

SUPERFICIE	AUTOR									
	Schwenzner (1936)	Solé (1952)	Birot y Solé (1954)	Gladfelter (1971)	Zazo <i>et al.</i> (1983)	Peña <i>et al.</i> (1984)	Lemartinel (1985)	Molina y Armenteros (1986)	Gracia <i>et al.</i> (1988)	Benito (presente trabajo)
	D	Penillanura pontiense fundamental	Superficie de erosión	A	S ₀	Superficie intramiocena	Relieves residuales coronados con planos		S ₁	SE1
	M3			B	S ₁	Superficie de erosión fundamental	Superficie Compuesta de Piedemonte		S ₂	SE2
	M2			C	S ₂			Superficie pliocena	S ₃	SE3
M1	Superficie de pedimentos	Superficie de pedimentos	D	S ₃ , S ₄			Superficie pliopleistocena	S ₄	SE4	

Tabla 3.2. Correlación entre las superficies de erosión propuestas por los distintos autores, dispuestas según su orden cronológico de formación.

El modelo genético que la mayor parte de los autores utilizan para explicar los distintos niveles de superficies de erosión obedece a una evolución policíclica (Schwenzner, 1936; Solé, 1952; Biot y Solé 1954; Gladfelter, 1971; Lemartinel, 1985, 1987; Gracia *et al.*, 1988; Gutiérrez y Gracia 1997; Benito *et al.*, 1998; Casas-Sainz y Cortés-Gracia, 2002), en la cual se alternan los procesos erosivos, que arrasan materiales y estructuras tectónicas, y los impulsos tectónicos, que rejuvenecen el relieve, a la vez que pueden fracturar, plegar, desnivelar y bascular las superficies de erosión. Sin embargo, en la paramera de Sigüenza, Vázquez (2002), propone un modelo de denudación que explica la distribución escalonada del relieve por el comportamiento diferencial de las distintas litologías y estructuras frente a los procesos erosivos, pese a que en la zona son reconocibles con claridad distintos niveles de superficies sobre las mismas litologías y estructuras tectónicas (Benito *et al.*, 1998).

El método utilizado en los diversos estudios para establecer la cronología de las superficies de erosión, se ha basado en las relaciones con los depósitos terciarios de edad conocida situados en las cuencas adyacentes, tratando de deducir la edad de formación bien

limitando el rango temporal entre los materiales anteriores a la superficie, que se encuentran arrasados, y los depósitos posteriores que fosilizan a la superficie de erosión, o bien relacionando geométricamente las superficies con sedimentos de las cuencas terciarias para establecer la contemporaneidad de ambos. A la hora de realizar estas asociaciones, son de destacar los niveles terciarios de “calizas del páramo” y sus plataformas, que han desempeñado un importante papel.

De este modo, en el estudio de la región montañosa central de la Meseta, Schwenzner (1936, 1937), propone una cronología para sus superficies D, M3, M2 y M1 de Oligoceno, Póntico, Plioceno (correlativa a las calizas del páramo) y Plioceno (correlativa a las terrazas altas y la “raña”), que coinciden significativamente con la edad que Gladfelter (1971), establece para las superficies de erosión correlativas A, B, C y D en la Cuenca Alta del río Henares, donde las data como oligocena, póntica (correlativa a las calizas del páramo pontienses), pliocena y plioleistocena (correlativa a la “raña”). Solé (1952), data la Penillanura Fundamental como Pontiense, según su correlación con las calizas del páramo, y el nivel de pedimentos como Plioceno, coetáneo con la “raña”. Peña *et al.* (1984), relacionan la Superficie Intramiocena con depósitos del Mioceno superior-Plioceno inferior y datan la finalización de la Superficie de Erosión Fundamental como Villafranquiense inicial en función de su asociación con sedimentos miopliocenos, como son la Serie Blanca de Teruel y las calizas del páramo.

En el sector central de la Cordillera Ibérica, Gracia *et al.* (1988) y Gutiérrez-Elorza y Gracia (1997), datan las Superficies de Erosión S₁, S₂, S₃ y S₄ como del Mioceno inferior-medio, Turolense-Rusciniense, Plioceno medio y Villafranquiense, respectivamente. Estos autores observan que la Superficie de Erosión S₂ se encuentra a nivel con los niveles de Calizas de Cucalón, datadas como turolenses (Unidad Inferior del Páramo), y con las Calizas Travertínicas de Mainar, de edad Rusciniense (Unidad del Páramo Superior), para lo cual proponen un modelo genético en el que la Superficie de Erosión S₂, relacionada con la Unidad del Páramo Inferior, habría sufrido un impulso tectónico durante el Turolense-Rusciniense que habría generado distintos gradientes. En las zonas con gradientes altos se produciría la formación clara de una nueva superficie (S₃), cuya elaboración final coincidiría con la sedimentación de la Unidad del Páramo Superior, mientras que en las zonas con gradiente bajo la reelaboración de la superficie S₂ sería muy débil, no pudiéndose distinguir el desdoblamiento de la Superficie de Erosión S₃. De este modo, la Superficie de Erosión S₂ retrabajada, podría enlazar con la Unidad Superior del Páramo. En esta misma zona Casas-Sainz y Cortés-Gracia (2002), proponen un modelo diferente en el cual las siete superficies que describen se desarrollarían entre el Eoceno y el Mioceno medio.

En la región que concierne a este estudio, la superficie más antigua, representada por relieves culminantes aplanados, ha sido datada como intra-finioligocena en la Sierra de la Demanda (Lemartinel, 1985), y oligocena en la Sierra de Atapuerca, donde es correlativa con depósitos de conglomerados calcáreos y arcillas rojas de la misma edad (Zazo *et al.*, 1983, 1987; Pérez-González *et al.*, 1999, 2001; Benito y Pérez González, 2002), aunque otros autores apuntan hacia edades más recientes, como Gracia *et al.*, (1990) que la data como Mioceno medio a partir del enlace de la superficie con la facies Cuestas en la zona del embalse de Linares (Provincia de Segovia), o Pineda (1997a, 1997b y 1997c) que la sitúan en el Astaraciense superior en la zona de Huérmeces.

Localizada en un nivel morfológico inferior, Lemartinel (1985, 1987), data la Superficie Compuesta de Piedemonte como finimiocena (Turolense), correlativa a las calizas del páramo (nivel inferior), en tanto que Gracia *et al.* (1990), sitúa la superficie S2 en el Turolense-Rusciniense, según su enlace con los niveles calizos de colmatación de la Cuenca del Duero que se conservan en la Cuenca de Almazán, en la zona de Huérmeces (Cordillera Cantábrica), y en la Sierra de Lerma (Cordillera Ibérica). La relación de esta superficie con las calizas del páramo también es citada por Pineda (1997b, 1997c), en la zona de Huérmeces, y por P. Cabra (en García *et al.*, 1997) en el sector de Cueva de Juarros-Carcedo de Burgos. Estas asociaciones con las “calizas del páramo” generan confusiones, ya que en algunos casos se trata de las Calizas del Páramo Inferior (Huérmeces) y en otras de las Calizas del Páramo Superior (Sierra de Lerma), o se encuentran ambos niveles, pero no se especifica que nivel de “calizas del páramo” es el que enlaza (zona de Cuevas de Juarros-Carcedo de Burgos).

Encajada en la superficie S2, se ha descrito otra superficie de erosión sobre los materiales mesozoicos que Pineda (1997a, 1997b y 1997c), correlaciona con los depósitos de “raña” o incluso de edad más reciente.

Zazo *et al.*, (1983, 1987), por su parte, describe un total de cuatro superficies con depósitos (conglomerados cuarcíticos en matriz arcillo-limosa), sobre la facies terciaria de Pedraja, entre las cuales, la más alta se correlacionaría con el Nivel Inferior del Páramo, y las dos inferiores con la “raña”.

En la mayoría de los estudios se describe a las superficies de erosión inclinadas hacia las cuencas terciarias y afectadas por impulsos tectónicos que las basculan, dislocan, pliegan y fracturan (Schwenzner, 1936; Solé, 1952; Gladfelter, 1971; Lemartinel, 1985; 1987; Peña *et al.*, 1986; Gracia *et al.*, 1988; Gutiérrez y Gracia, 1997; Benito *et al.*, 1998). Estos procesos son más patentes en las superficies de mayor extensión, hecho que se ha empleado para realizar mapas de isohipsas de las superficies, y de este modo estudiar las deformaciones neotectónicas (Gracia *et al.*, 1988, 1990).

En general, las condiciones climáticas en las cuales se formaron las superficies de erosión son consideradas por los distintos autores como áridas-semiáridas (Schwenzner, 1936; Birot y Solé, 1954; Gladfelter, 1971; Lemartinel, 1985; Molina y Armenteros, 1986; Gracia *et al.*, 1988; Gutiérrez-Elorza y Gracia, 1997), con intercalaciones de periodos algo más húmedos (Gutiérrez-Elorza y Gracia 1997), como se deduce a partir de los depósitos coetáneos sedimentados en las cuencas terciarias. Las condiciones más húmedas jugarían un importante papel en el desarrollo de los procesos kársticos sobre las superficies, ya que se desarrollan principalmente sobre materiales carbonatados y topografías planas que favorecen la permanencia e infiltración del agua (Gutiérrez-Elorza y Gracia, 1997). Atendiendo a las características semiáridas y morfológicas, la mayor parte de los autores usan los términos pediplano o pedillanura para denominar a las superficies, en contraste con el término de “penillanura” y el clima templado y húmedo que implica este término utilizado por Solé (1952).

3.1.1.2. Superficies de erosión intraterciarias en el borde norte y este de la Cuenca del Duero.

El análisis de las superficies de erosión en el borde nororiental de la Cuenca del Duero se ha realizado a partir de la cartografía geomorfológica de detalle elaborada a escala 1:10.000 en la Sierra de Atapuerca y a 1:25.000 en el resto de áreas analizadas (Apartado 1.3).

Al igual que en otros trabajos (Ringrose y Migón, 1997; Johansson, 1999; Johansson *et al.*, 1999), los modelos digitales del terreno han demostrado ser de gran utilidad en el análisis de la distribución altimétrica y en la reconstrucción de las tendencias por métodos geoestadísticos, utilizados en este trabajo para la realización del mapa de isohipsas con criterios cuantitativos. La aportación de los modelos digitales del terreno al estudio de las superficies de erosión también ha resultado fundamental en la realización de cortes topográficos de forma rápida y precisa, que posteriormente han permitido la aplicación de regresiones estadísticas para establecer algunas relaciones morfológicas. Los dos modelos digitales de elevaciones que se han utilizado han sido contruidos a partir de las topografías mencionadas a escala 1:10.000 (MDE10) y 1:25.000 (MDE20) (Apartado 1.3).

Para facilitar el análisis de las superficies de erosión intraterciarias, la región estudiada se ha dividido en las siguientes regiones que integran los relieves alpinos de los bordes N y NE de la Cuenca del Duero:

- Borde meridional de la Cordillera Vasco-Cantábrica: Zona de Huérmeces, Sierra de Ubierna, Sierra de Santa Casilda. Cartografía escala 1:25.000 (Apéndice I.3), MDE20 (Apéndice III.2) y anaglifo (Apéndice IV.2.A).
- Sierra de Atapuerca. Cartografía escala 1:10.000 (Apéndice I.1), MDE10 (Apéndice III.1) y anaglifo (Apéndice IV.1)
- Borde norte de la Sierra de la Demanda-área de Pedraja. Cartografía escala 1:25.000 (Apéndice I.4), MDE20 (Apéndice III.2) y anaglifo (Apéndice IV.2.B).
- Borde este de la Sierra de la Demanda. Cartografía escala 1:25.000 (Apéndice I.5), MDE20 (Apéndice III.2) y anaglifo (Apéndice IV.2.C).
- Sierra de las Mamblas o de Covarrubias. Cartografía escala 1:25.000 (Apéndice I.6).
- Sierra de Lerma. Cartografía escala 1:25.000 (Apéndice I.7).

La distribución de estas cartografías en la región estudiada se muestra en la Figura 2.1.

En el conjunto de estas regiones se han reconocido un total de cuatro superficies de erosión, con una organización altimétrica y espacial muy desigual. Para denominar a estos cuatro niveles según su orden cronológico de formación, se ha empleado la terminología superficie de erosión SE1, SE2, SE3 y SE4, con objeto de facilitar su descripción y evitar confusiones con las terminologías ya utilizadas por otros autores. La equivalencia de estos niveles con las superficies descritas en trabajos anteriores se muestra en la Tabla 3.2. En el análisis de las superficies de erosión se ha prestado especial atención a su disposición respecto a los materiales neógenos de la Cuenca del Duero y de la Bureba, con el objeto de poder establecer relaciones cronológicas e inferir las condiciones de formación.

3.1.1.2.1. Borde meridional de la Cordillera Vasco-Cantábrica.

La zona analizada de la Cordillera Vasco-Cantábrica engloba a las unidades tectónicas del extremo sur de la Plataforma Burgalesa, a la Franja plegada de Montorio-Ubierna y a la Franja plegada de Rojas-Santa Casilda (Apartado 2.2.1, Apéndices I.3 y IV.2.A). En estas regiones, afloran materiales triásicos (Keuper), jurásicos y principalmente cretácicos, representados por unidades siliciclásticas del Aptiense-Albiense y la secuencia carbonatada del Cretácico superior (Apartado 2.1.2, Figura 2.1).

En los trabajos previos en el borde sur de la Cordillera Cantábrica, Gracia *et al.*, (1990), describen dos superficies de erosión, denominadas S1 y S2, que también fueron

reconocidas posteriormente por Pineda *et al.* (1997a, 1997b y 1997c), aunque este último autor cartografía un nivel inferior más: la superficie de erosión S3. En este estudio se han descrito las cuatro superficies de erosión, SE1, SE2, SE3 y SE4, cuyos tres primeros niveles, coinciden a rasgos generales con la distribución de las superficies descritas por estos autores, pero sin embargo, se mantienen serias discrepancias con ellos en lo referente a la cartografía y relación de estas superficies con los materiales terciarios en áreas fundamentales para la comprensión genética y evolutiva de las superficies de erosión en el borde nororiental de la Cuenca del Duero.

3.1.1.2.1.1. Distribución espacial y altimétrica.

Por sus características fisiográficas, esta región se ha subdividido a su vez en el sector occidental, donde la Falla del Úrbel-Ubierna pone en contacto la Franja plegada de Montorio-Ubierna con la Plataforma Burgalesa, en el sector central o Sierra de Ubierna y en el sector oriental, formado por la Franja plegada de Rojas-Santa Casilda, que incluye la Cubeta de San Pedro (Figura 2.1).

Sector occidental.

En este sector, dominado por la banda plegada de Montorio-Ubierna y el Páramo de Masa, se han descrito tres niveles claros de superficies de erosión, que corresponden a los niveles SE1, SE2 y SE3; y un último nivel, escasamente representado que ha sido asignado a la superficie de erosión SE4 (Apéndice I.3.1).

El nivel superior, o superficie de erosión SE1, está representado por altos y cerros, en ocasiones con clara morfología plana en su cumbre. Estos cerros se localizan al NO de Quintanilla-Pedro Abarca, donde alcanzan alturas máximas de 1160 m en el alto de “El Perul” (Figura 3.1). Adyacente a este cerro en su vertiente norte, y separada por una falla, también se han encontrado otro plano de 1130 m, que enrasa hacia el noreste con un cerro de cima alomada y 1133 m de altura, que está claramente por encima del segundo nivel de superficie. Los materiales sobre los que se desarrolla son las calizas y dolomías del Turoniense-Santoniense inferior y las calizas y calcarenitas bioclásticas con Lacazinas y Miliólidos del Santoniense medio-superior.

Encajado en el nivel anterior, la superficie de erosión SE2 da lugar a planos desarrolladas en su mayoría sobre las calizas y dolomías del Turoniense-Santoniense inferior, aunque también afecta localmente a las margas, calcarenitas y calizas del Cenomaniense y a

las calizas y calcarenitas bioclásticas con Lacazinas y Miliólidos del Santoniense medio-superior.

Al norte de la Falla del Úrbel-Ubierna son altiplanicies más extensas que se encuentran a alturas entre 1020-1050 m y forman el Páramo de Masa, con algunas zonas más elevadas que llegan a alcanzar los 1057 m (Cerro Otero, al N de Nidáguila), o los 1064 m del alto de la Viruela, sito al NE de Masa. Sobre estas planicies se desarrollan campos de dolinas, con la mejor representación sobre las calizas y dolomías del Turoniense-Santoniense inferior, al SO de Nidáguila.



Figura 3.1. Arrasamiento de los materiales y estructuras tectónicas al sur de Úrbel del Castillo.

Al sur de la Falla del Úrbel, la superficie de erosión SE2 se desarrolla sobre los materiales mesozoicos de la banda de Montorio-Ubierna, arrasando las estructuras tectónicas (Figura 3.1). Su altura varía entre los 1010-1040 de la planicie de La Lastra, al NE de Huérmeces, los 1040-1070 m del paraje de La Mesa (al S de Úrbel del Castillo), y los 1050-1030 m en Ruyales del Páramo, con una inclinación hacia la Cuenca del Duero entre 3 y 4°.

La superficie de erosión SE3, con menor representación, está formada por plataformas de extensión más reducida, llegando a alcanzar alturas entre los 1020 y 1030 m, que descienden hasta los 1000 m en las zonas próximas a las cuencas terciarias (Castrillo de Rucios, oeste de Quintanilla Pedro Abarca). Estos planos se han formado sobre las calizas y calcarenitas bioclásticas con Lacazinas y Miliólidos del Santoniense medio-superior, al N de Montorio, sobre las margas, calcarenitas y calizas del Cenomaniense situadas al S de la Nuez de Arriba, sobre las calizas y dolomías del Turoniense-Santoniense inferior y los conglomerados y arcillas rojas del Oligoceno-Mioceno inferior (Castrillo de Rucios), y sobre las gravas, arenas y arcillas del Aptiense-Albiense, al oeste de Quintanilla-Pedro Abarca.

El cuarto y último nivel de arrasamiento que se ha descrito, o superficie de erosión SE4, casi no tiene representación en este sector. A este nivel, se han atribuido dos pequeños planos erosivos (990-1000 m), que se localizan al norte de Quintanilla Pedro Abarca, sobre gravas, arenas y arcillas silíceas del Aptiense, y al Sur de Castrillo de Rucios, donde se encuentran pequeños rellanos a alturas de 980 m, formados sobre los conglomerados y arcillas del Oligoceno.

Sector central. Sierra de Ubierna.

El sector central, corresponde a la unidad tectónica de la Franja plegada de Montorio-Ubierna, que forma una banda alargada de materiales mesozoicos, de 18 km de larga por 5-4 de ancha, que abarca de oeste a este desde Ubierna hasta Temiño y separa el terciario de la Bureba situado al norte, del terciario de la Cuenca del Duero localizado al sur

En este sector se han descrito las superficies de erosión SE2, SE3 y SE4, no habiéndose encontrado representación de la superficie de erosión SE1 (Apéndice I.3.2).

La superficie de erosión SE2 forma planos desarrollados sobre las calizas y dolomías del Turoniense-Santoniense inferior, sobre las calizas con Lacazinas y Miliólidos del Santoniense medio-superior y sobre los conglomerados y arcillas del Oligoceno-Mioceno inferior. Estos planos se sitúan a alturas que oscilan alrededor de los 1020 m, pudiendo llegar a alcanzar los 1032 m en el alto de Los Montecillos. En zonas degradadas descienden hasta 1010 m.

Los planos correspondientes a la superficie de erosión SE3 tienen alturas que varían entre los 980 y los 1007 m, con alturas medias de 1000 m. Estos planos se han formado sobre las calizas y dolomías del Turoniense-Santoniense inferior, sobre las calizas con Lacazinas y

Miliólidos del Santoniense medio-superior y sobre los conglomerados y arcillas del Oligoceno-Mioceno inferior.

La superficie de erosión SE2 y la superficie de erosión SE3 están incididas por valles de control litoestructural, formados a favor de fallas y pliegues de dirección ONO-ESE y materiales carbonatados que, aunque actualmente se encuentran capturados y abiertos por la red fluvial, podrían haber funcionado como valles kársticos cerrados en sus etapas iniciales (Apartado 3.2.1.2.1).

La superficie de erosión SE4 está presente en forma de pequeños planos en los bordes de la Sierra que presentan alturas entre 950 y 980 m. El sustrato sobre el que se han formado son las calizas y dolomías del Turoniense-Santoniense inferior, las calizas con Lacazinas y Miliólidos del Santoniense medio-superior y los conglomerados y arcillas del Oligoceno-Mioceno inferior.

En este sector, las superficies no muestran ninguna tendencia marcada. La superficie de erosión SE2 y SE3 presentan una altura bastante constante, mientras que los pequeños planos de la superficie de erosión SE4 están inclinados hacia las cuencas terciarias.

Sector oriental. Sierra de Santa Casilda o del Buezo.

El sector oriental, situado aproximadamente entre las poblaciones de Temiño y Rojas, corresponde a la Franja plegada de Rojas-Santa Casilda y el extremo este de la Franja plegada de Montorio-Ubierna.

En esta zona, la superficie de erosión SE1 tiene una buena representación (Apéndice 1.3.3). En el flanco sudeste de la estructura sinclinoria, la superficie SE1 se desarrolla sobre las calizas y dolomías del Turoniense-Santoniense inferior, a alturas de 1060-1070 m al norte de Monasterio de Rodilla, entre 1055-1078 m en los planos que forman los bordes del valle de control litoestructural del arroyo de la Nava, y a 1085-1096 m en las inmediaciones del Alto del Pelado. En el flanco noroeste de este sinclinorio la superficie de erosión SE1 se localiza a menor altura, representada únicamente por un rellano situado a 1050-1052 m en el alto de la Capulera, donde el sustrato lo forman las calizas, dolomías y calcarenitas con Lacazinas del Santoniense medio-superior.

Los planos que forman la superficie de erosión SE2 se encuentran a alturas que varían entre los 1020 y 1038 m en el flanco noroeste del sinclinorio, donde arrasa a los carbonatos del Santoniense medio-superior, mientras que en el flanco sudeste la altura es de 1060-1070 m

en las cercanías de la Superficie SE1, descendiendo hasta 1030-1040 m al nordeste y suroeste. El sustrato de la superficie SE2 en el flanco sudeste son las calizas y dolomías del Turoniense-Santoniense inferior.

La superficie de erosión SE3 presenta una tendencia similar a la de la superficie SE2. En el flanco sudeste, entre Monasterio de Rodilla y Reinoso, donde se encuentra la Superficie SE1, la altura de los planos de la superficie de erosión SE3 es mayor (1030-1050 m), disminuyendo hacia el nordeste (1010-1025 m), hacia el suroeste (995-1010 m) o en el flanco noroeste del sinclinatorio, donde alcanza alturas alrededor de 1010 m. El sustrato tiene la misma distribución que en el caso de la superficie SE2: dolomías y calizas del Turoniense-Santoniense inferior en el flanco sudeste y las calizas, dolomías y calcarenitas con Lacazinas del Santoniense medio-superior.

Los tres superficies descritas, se encuentran bordeando valles semicerrados de control litoestructural (Apartado 3.2.1.2.1), desarrollados a favor de estructuras de la Franja plegada de Montorio-Ubierna (ONO-ESE) y de la Franja plegada de Rojas-Santa Casilda (ENE-ONO).

Encajada en el nivel anterior se localiza la superficie de erosión SE4, que se ha elaborado sobre las dolomías y calizas del Turoniense-Santoniense inferior, sobre las calizas, dolomías y calcarenitas con Lacazinas del Santoniense medio-superior, y sobre los conglomerados y arcillas del Oligoceno. Los rellanos de esta superficie tienen alturas que varían entre los 950 y 1000 m.

3.1.1.2.1.2. Relación con los depósitos terciarios.

En este apartado se analizan las relaciones de las superficies de erosión del borde sur de la Cordillera Vasco-Cantábrica con los depósitos terciarios de la Cuenca del Duero y de la Bureba. Se han encontrado claras asociaciones, que suponen una reinterpretación de las relaciones propuestas para esta región en los estudios anteriores de Gracia *et al.* (1990) y Pineda (1997a, 1997b y 1997c).

En la región descrita, los materiales terciarios más antiguos que afloran en esta región del borde de la Cuenca del Duero, son los conglomerados y brechas en discordancia progresiva, asignadas al Oligoceno-Mioceno inferior, que se distribuyen tanto en la Cuenca del Duero como en La Bureba. Estos materiales se encuentran claramente arrasados en distintas localizaciones por las superficies SE2, SE3, y SE4, a lo largo de toda la región estudiada, por lo que estas superficies son posteriores a los depósitos, sin embargo parecería

razonable asumir que el episodio erosivo responsable de estos sedimentos coincida con la superficie de erosión SE1, que es la morfología erosiva más antigua que se ha reconocido en esta región, aunque bien es cierto que no se han encontrado relaciones directas.

A excepción de esta asociación de la superficie de erosión SE1, el resto las relaciones de las otras superficies, en especial de la superficie de erosión SE2, con los sedimentos terciarios, se localizan en zonas concretas que se describen en detalle a continuación.

Zona de Huérmeces. Enlace de Ruyales del Páramo.

Esta zona está localizada en el extremo occidental analizado de la Cordillera Vasco-Cantábrica (margen derecha del río Úrbel), que entra en contacto con la Cuenca del Duero.

En esta región la superficie de erosión SE2 se ha formado sobre las calizas y dolomías blancas (Pineda 1997b) del Turoniense-Santoniense inferior, aunque hacia el norte, en el paraje de La Mesa situado al sur de Úrbel del Castillo, también arrasa a las capas de calizas y calcarenitas bioclásticas con Lacazinas y Miliólidos del Santoniense medio (Figura 3.1). La altura de estos planos sobre los materiales mesozoicos varían entre los 1030 m en Ruyales del Páramo y los 1070 m en La Mesa. La superficie por lo tanto muestra un descenso altimétrico de norte a sur, que en las cercanías de Ruyales del Páramo se realiza desde los 1051-1053 m de los altos de La Lastra o San Vicente, hasta los 1030 m, donde el plano cambia de sustrato litológico sin rupturas topográficas ni estructuras tectónicas (Apéndice IV.2.A), pasando a estar sobre los materiales terciarios de conglomerados y arcillas rojas de la facies Alar del Rey (Figura 3.2). Sobre estos depósitos terciarios la superficie continúa con la misma tendencia hasta situarse a 995-1000 m en las inmediaciones de Ruyales del Páramo, posición en la que se encuentra incidida por arroyos transversales al río Ruyales. En la margen sur de estos arroyos el plano del Páramo Inferior está situado a 1020 m, claramente por encima del borde de la superficie (995-1000 m). Los conglomerados y arcillas de la Formación Alar del Rey, datados como de edad Astaraciense por criterios de correlación regional (Pineda 1997a), se pueden observar durante 0,5 km bajo la discordancia en que se apoyan las facies Cuestas y Calizas del Páramo Inferior sucesivamente (Figura 3.2, Apéndice I.3.1).

Los planos del Páramo Inferior están representados por plataformas extensas que abarcan desde la margen derecha del río Arlanzón en la confluencia con el río Cubillo (Figura 2.1), donde se sitúan a alturas de 900 m, hasta el borde de la Sierra de Ubierna, donde llegan a alcanzar 1020 m. Esta inclinación hacia el centro de la cuenca es de 0,7-1° en las proximidades de la sierra. Estos planos están claramente encajados en el Páramo Superior,

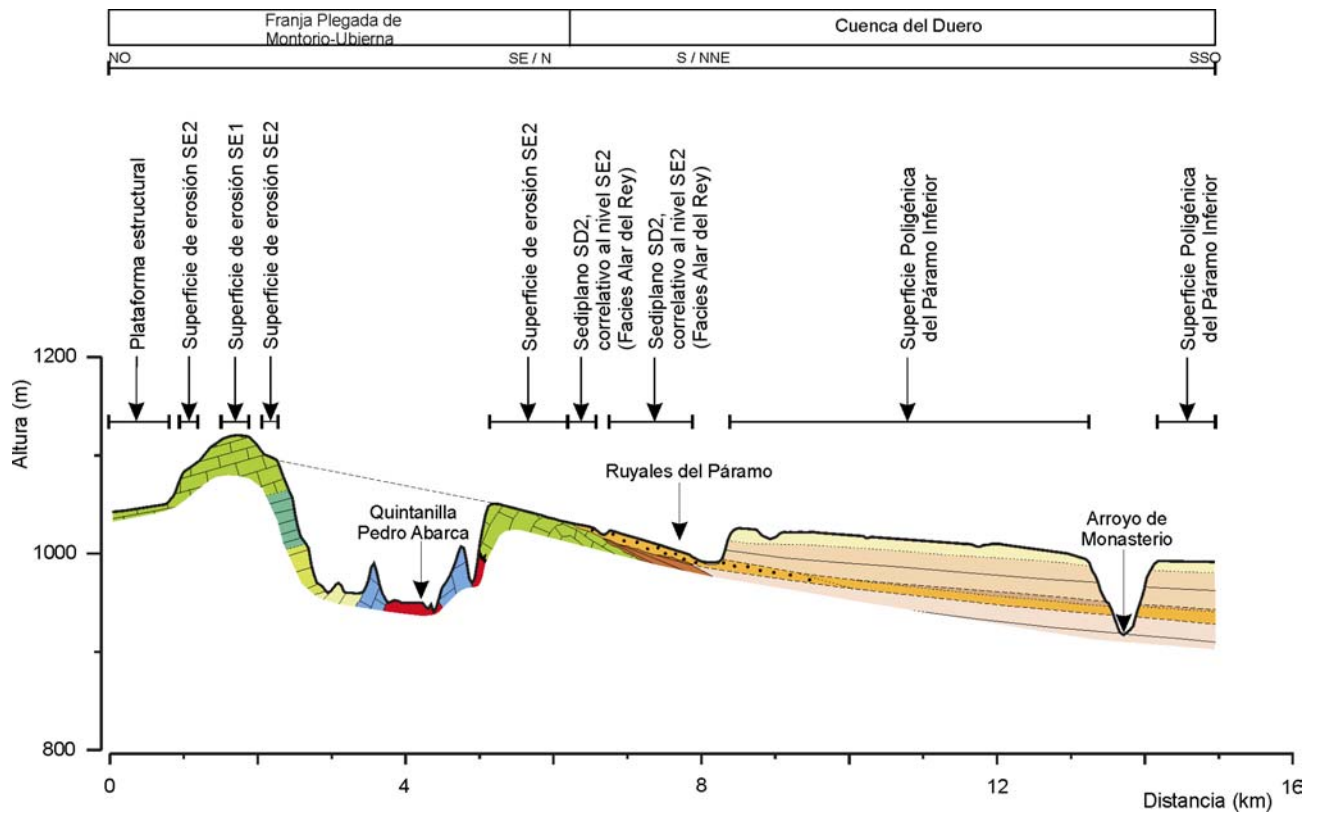


Figura 3.2. Perfil geomorfológico del enlace del borde de la Cordillera Vasco-Cantábrica con la Cuenca del Duero, a su paso por la población de Ruyales del Páramo. Para consultar la leyenda ver el Apéndice II.

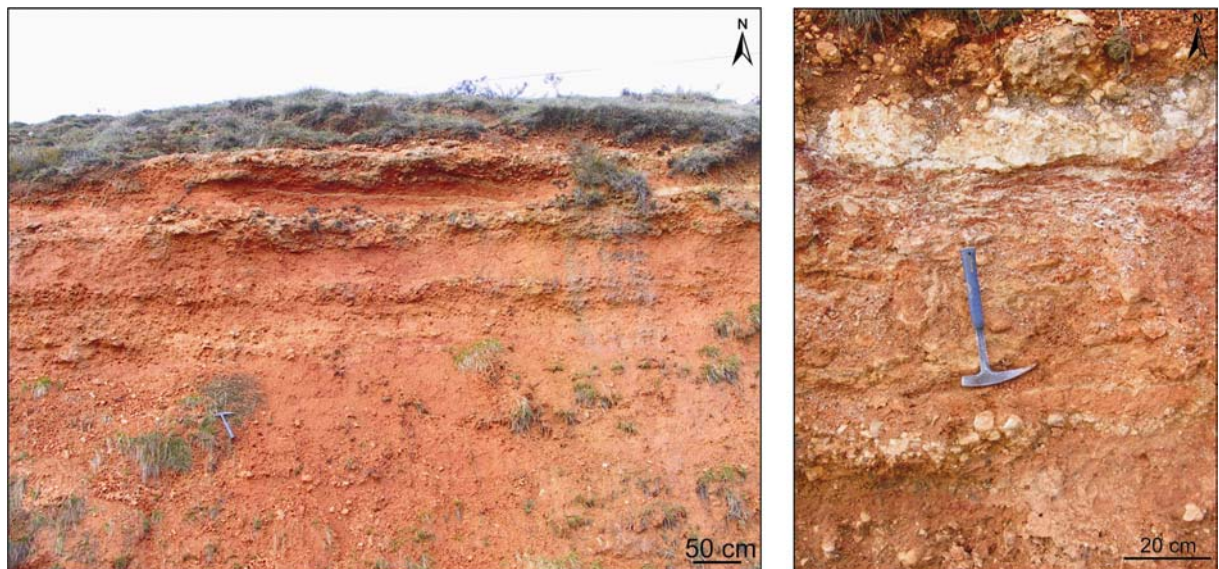


Foto 3.3. Detalle fotográfico de la Formación Alar del Rey en el enlace de Ruyales del Páramo. Facies aluviales formadas por la alternancia de conglomerados calcáreos y arcillas rojas con abundancia de procesos edáficos (suelos calcimorfos y costras calcáreas), que son correlativas a la formación de la superficie de erosión SE2.

como se puede observar en las proximidades de Iglesias, donde el Páramo Inferior tiene del orden de los 930 m y el Páramo Superior en torno a los 950-955 m.

El desarrollo de esta superficie de erosión sobre materiales mesozoicos y la continuación del plano sobre depósitos terciarios de edad Astaraciense, fue interpretado por Pineda (1997b), como la superficie de erosión S1 de Gracia *et al.*, (1988, 1990), SE1 en este trabajo, y su sediplano correlativo. Sin embargo, el plano de esta superficie de erosión es perfectamente correlacionable y casi adyacente hacia el este y el norte con la superficie que Pineda (1997b) equipara a la S2 de Gracia *et al.*, (1988, 1990), equivalente a la SE2 en este trabajo (Apéndice I.3.1). Tampoco se han encontrado estructuras tectónicas que pudiesen justificar la separación del mismo nivel de arrasamiento en dos niveles. Por lo tanto, en este trabajo no se encuentran motivos para pensar que estos planos erosivos y el plano sobre la facies Alar del Rey, correspondan a la superficie más antigua, máxime cuando ni son una morfología residual ni ocupan una posición culminante, como es característico de la superficie SE1, y acentuado por el hecho de que se han localizado restos de la superficie SE1 entre Úrbel del Castillo y Ruyales del Páramo a 1130-1160 m (Alto de “El Perú”), con la superficie de erosión SE2 claramente encajada en ellos.

Esta asociación entre la superficie de erosión SE2 y los planos en la Formación Alar del Rey, se ha observado a lo largo del contacto O-E de la Cordillera Cantábrica con la Cuenca del Duero, entre las poblaciones de Sotresgudo (Hoja 1:50.000 de Villadiego, nº 166), y Huérmeces (Hoja escala 1:50.000 de Montorio, nº 167), aunque es en esta última zona, donde está mejor conservada y donde se puede observar su relación con el Páramo Inferior.

La Formación Alar del Rey (UTS 2), son depósitos procedentes de un sistema de abanicos aluviales formados por secuencias de conglomerados subredondeados de composición mayoritariamente calcárea y arcillas rojas que se hacen más abundantes hacia el sur (Figura 3.3). En la secuencia hay abundantes procesos edáficos, como suelos calcimorfos y costras calcáreas, tal como describe Pineda (1997b, 1997c). Estos depósitos se apoyan sobre la facies Dueñas (UTS 1) y son discordantes respecto a los depósitos suprayacentes de la facies Cuestas (UTS 3).

Las características sedimentológicas de la facies Alar del Rey y las características morfológicas del plano que forma, apuntan a que se trata del sediplano de un abanico aluvial, resultado de los procesos denudativos que formaron la superficie. Por tanto la formación de la superficie de erosión SE2 en esta zona de la Cuenca del Duero, está relacionada genéticamente con sedimentos de edad Astaraciense, y claramente fosilizada por la secuencia

deposicional de la UTS 3 de Mediavilla *et al.*, (1996), compuesta por la facies Cuestas y las Calizas del Páramo Inferior.

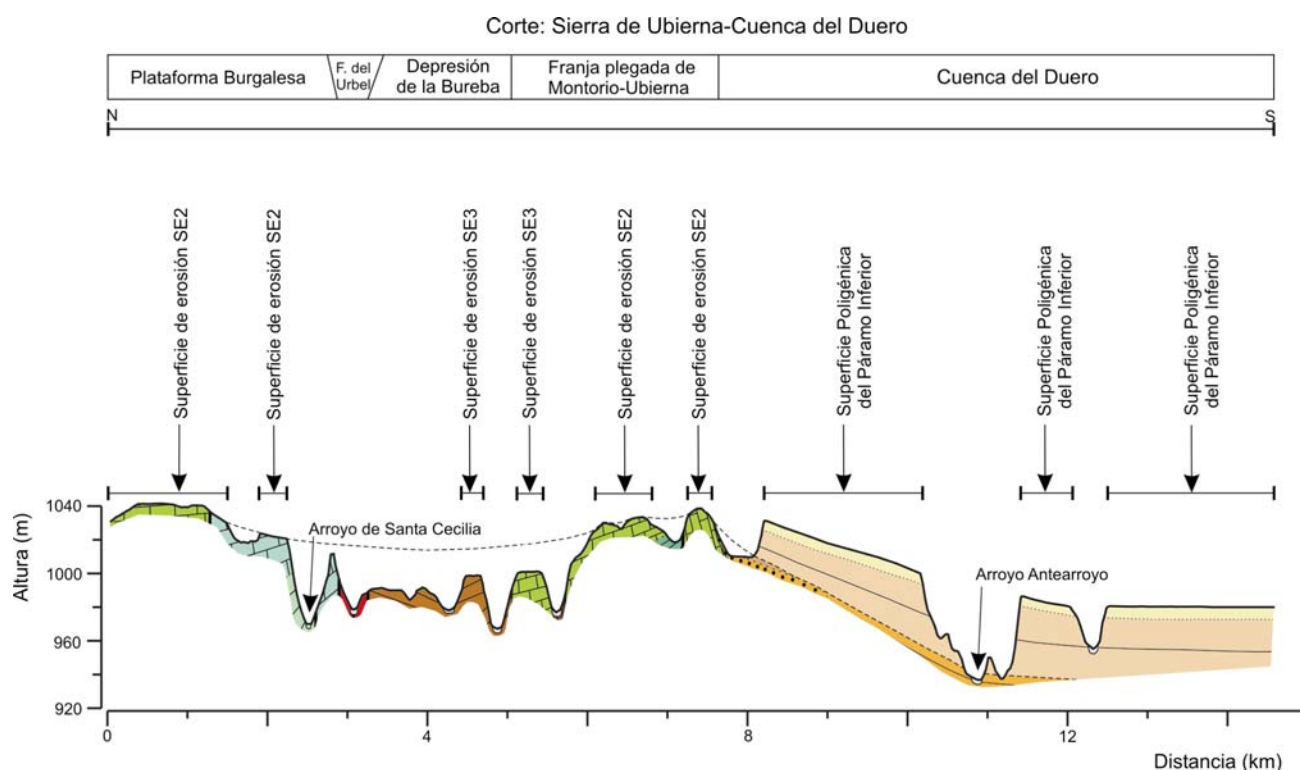


Figura 3.4. Perfil geomorfológico del enlace de la Cordillera Vasco-Cantábrica con la Cuenca del Duero, al este de Huérmeces. Para consultar la leyenda ver el Apéndice II.

En la margen izquierda del río Úrbel, entre los pueblos de Huérmeces y Ubierna, la situación es similar al enlace de Ruyales del Páramo pero peor conservada. En este lugar, la superficie de erosión SE2 corta a las calizas y dolomías blancas del Turoniense-Santoniense inferior, aunque también afecta en menor proporción a las margas, calcarenitas y calizas del Cenomaniense. La superficie de erosión alcanza alturas de 1030-1040 m al este de Huérmeces y de 1020-1010 m al oeste de Ubierna. Entre ambas posiciones, la superficie de erosión tiene una altura de 1040 m en su parte más alta que descende hasta los 1020-1030 en su borde sur (Apéndices I.3.1 y I.3.2).

Separada del borde de la superficie por una vaguada se encuentra la Superficie Poligénica del Páramo Inferior (1030 m), representada por una extensa plataforma sobre las Calizas del Páramo Inferior, que se extiende hacia el sur hasta la unión de los valles de los ríos Ubierna y Úrbel con el valle del río Arlanzón, donde tiene cotas de 910 m. Como se puede observar en la Figura 3.4, la superficie de erosión parece enlazar con las Calizas del Páramo Inferior, sin embargo, adosado a las zonas más bajas de la superficie de erosión (1020

m), se encuentra una banda bastante degradada de sedimentos rojizos que corresponden a los conglomerados y arcillas rojas de la Formación Alar del Rey (Pineda, 1997b).

Apoyadas concordantemente sobre la Formación Alar del Rey, se encuentra el nivel de calizas margosas con gasterópodos del Astaraciense superior, el cual da paso, a través de un contacto discordante, a la facies Cuestas (Figura 3.4, Apéndices I.3.1 y I.3.2).

Contradictoriamente, Pineda (1997b), asignó esta superficie de erosión desarrollada sobre los carbonatos cretácicos a la superficie S2 de Gracia *et al.*, (1988, 1990), pese a ser el mismo plano que posteriormente equipara a la superficie de erosión S1 definida por Gracia *et al.*, (1988) en Ruyales del Páramo. La banda de la facies Alar del Rey, fue interpretada (Pineda, 1997b) como correlativa a la superficie de erosión S1, aunque sin embargo, ocupa una zona más deprimida que se apoya en el borde descendente de la superficie de erosión en los carbonatos cretácicos y no se observa ninguna estructura tectónica que justifique desplazamientos.

Zona de Ubierna.

Al este de Ubierna, se ha cartografiado la superficie de erosión SE2 y otros planos ligeramente encajados (5-10 m), que han sido interpretados como la superficie de erosión SE3 (Apéndice I.3.2). Estos niveles fueron interpretados, respectivamente, como las superficies S1 y S2 de Gracia *et al.*, (1998, 1990), por Pineda (1997c). Ambas superficies en esta zona se han desarrollado en las calizas y dolomías del Turoniense-Santoniense inferior, y puntualmente en las brechas calcáreas y arcillas rojas del Oligoceno-Mioceno inferior de la Bureba (Pineda 1997c).

La superficie de erosión SE2 presenta alturas de 1020-1010 m hacia el norte y oeste de Ubierna, que hacia el este descienden hasta cotas de 1000 m. Es en esta zona donde se localiza un pequeño plano en conglomerados, arenas y calizas con nódulos del Astaraciense (Pineda 1997c), que está a nivel de la superficie de erosión SE2 (997 m), y localizada a escasos 300 m. La superficie de erosión SE3 erosiona a estos depósitos en un nivel inferior. Estos sedimentos terciarios ocupan una posición estratigráfica semejante a la Formación Alar del Rey.

Estos mismos depósitos, también se encuentran hacia el este, justo al norte de Ríostras, donde están adosados a las laderas de los materiales mesozoicos y oligocenos, justo al borde de la superficie de erosión SE2. Aparecen retocados por procesos erosivos

posteriores que forman planos que enrasan con los rellanos de la superficie de erosión SE3 y SE4 sobre los materiales mesozoicos.

Zona de Monasterio de Rodilla-Puerto de la Brújula.

Los únicos afloramientos del ciclo del Páramo Superior que se han encontrado relativamente próximos a las superficies de erosión del borde sur de la Cordillera Vasco-Cantábrica, se localizan en el Puerto de la Brújula (Apartado 3.1.2.2). En esta zona, donde entran en contacto la Franja plegada de Montorio-Ubierna y la Franja plegada de Rojas-Santa Casilda, se han cartografiado las cuatro superficies de erosión: SE1 (1055-1096 m), SE2 (1030-1060 m), SE3 (1000-1035 m) y SE4 (970-1000 m) (Apéndice I.3.3).

Junto a la Autopista A1 a su paso por el puerto de la Brújula, se han diferenciado los dos niveles de páramo: la Superficie Poligénica del Páramo Inferior, que forman plataformas de mayor extensión a alturas de 990-1000 m, y la Superficie Poligénica del Páramo Superior cuya presencia se reduce a un único cerro cónico de 1031 m de altura (Figura 3.5, Apéndice IV.2.A, Apartado 3.1.2.1.1). La posición altimétrica de ambos páramos, podría sugerir cierta relación entre la superficie de erosión SE3 (1035 m) y el Páramo Superior, y entre la superficie de erosión SE4 (970-1000 m) y el Páramo Inferior, sin embargo la lejanía entre los afloramientos y lo dudoso de este tipo de relaciones, no permite establecer con certidumbre estas asociaciones.

Zona de Rublecedo de Arriba-Cubeta de San Pedro.

En el borde norte de la Franja plegada de Rojas-Santa Casilda, se encuentran relaciones geométricas entre los planos estructurales desarrollados en las calizas margosas que culminan la facies Gris-Blanca y las superficies de erosión (Apéndices I.3.2 y I.3.3). Al sudeste de Rublecedo de Arriba, un plano desarrollado en estas calizas terciarias tiene alturas de 1020-1022 m, que lo sitúan por debajo de la superficie de erosión SE2 (1035 m), y a la misma cota que los planos adyacentes de la superficie de erosión SE3 (1019-1020 m). Por contra, las plataformas más altas que forman estas facies terciarias en la Cubeta de San Pedro, se sitúan a alturas de 1000 m, que coinciden con el desarrollo altitudinal que alcanzan en esa zona los rellanos asignados a la superficie de erosión SE4, y por debajo de la superficie de erosión SE3 (1010-1020 m).

La edad admitida para estas facies es de Mioceno superior (Portero *et al.*, 1979, Pol y Carballeira, 1983a; trabajo actual, Apartado 3.1.2.3).

Franja Plegada de Rojas-Santa Casilda	Cubeta de San Pedro	Franja Plegada de Rojas-Santa Casilda	Corredor de la Bureba-Cuenca del Duero	Sierra de Atapuerca	Cuenca del Duero
---------------------------------------	---------------------	---------------------------------------	--	---------------------	------------------

N

S / NNE

SSO

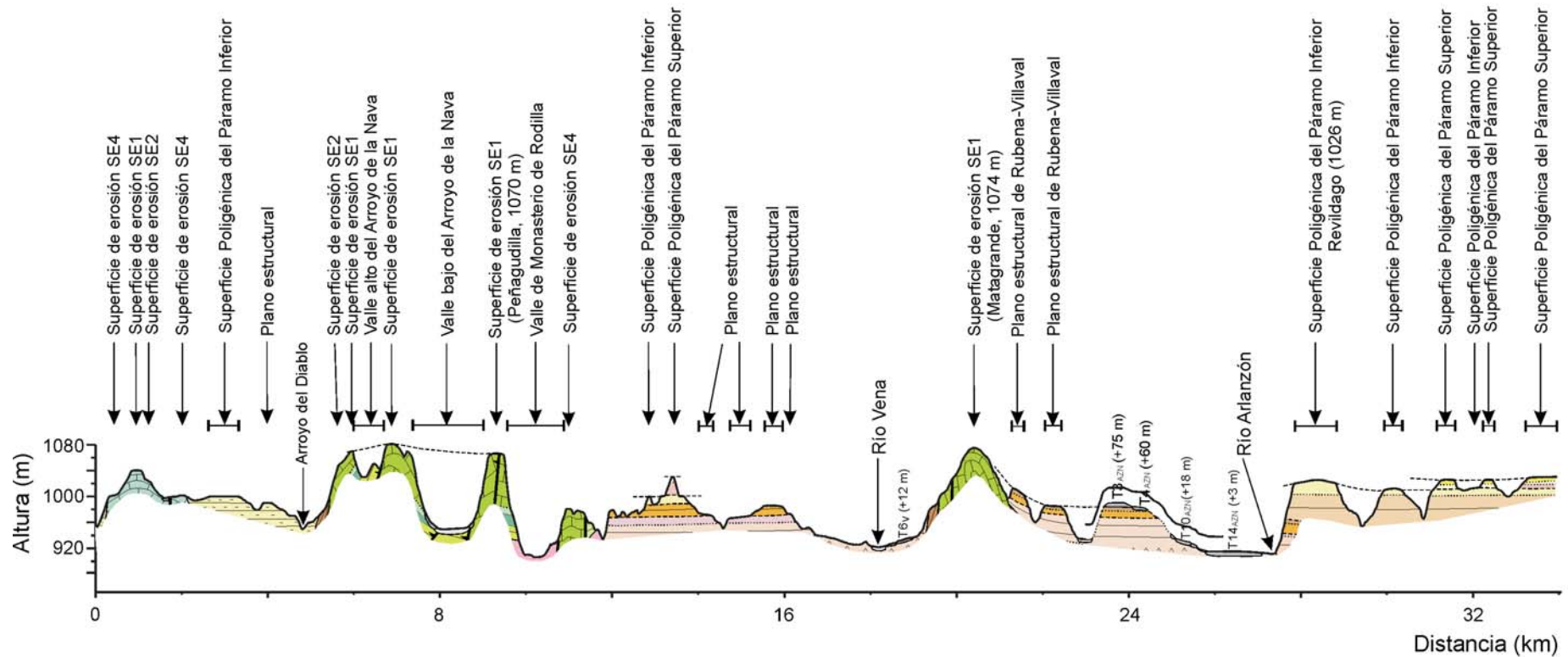


Figura 3.5. Perfil geomorfológico del transecto Sierra de Santa Casilda-Corredor de la Bureba-Sierra de Atapuerca-Cuenca del Duero. Para consultar la leyenda, ver el Apéndice II.

3.1.1.2.2. Sierra de Atapuerca.

La Sierra de Atapuerca se localiza en el extremo oeste del Corredor Terciario de La Bureba que separa el extremo noroccidental de la Cordillera Ibérica del borde sur de la Cordillera Vasco-Cantábrica y conecta la Cuenca Terciaria del Duero con la Cuenca Terciaria del Ebro. Está formada mayoritariamente por carbonatados del Cretácico superior, aunque también afloran sedimentos siliciclásticos del Albiense y depósitos jurásicos y triásicos (Apartados 2.1.2 y 2.2.2, Apéndice IV.1 y I.2).

En la Sierra de Atapuerca se han reconocido tres niveles de superficie, de extensión muy desigual, que están labradas fundamentalmente sobre las calizas y dolomías del Turoniense-Santoniense inferior (Apéndices I.1 y I. 2).

3.1.1.2.2.1. Distribución espacial y altimétrica.

La zona rasa que caracteriza a la parte más alta de la Sierra (1085-1060 m), corresponde a la superficie de erosión SE1. La cabecera del Valle de la Hoyada (río Pico) separa esta superficie en dos planos, el plano de San Vicente, donde la cota de la superficie varía entre los 1084 m del vértice geodésico de San Vicente y los 1065 m que alcanza en sus bordes más degradados, y el plano de Matagrande, donde la altura oscila entre los 1078 m del alto de Matagrande y los 1060-1055 m de su periferia. Es una superficie rocosa donde los procesos de disolución kárstica han generado morfologías exokársticas (dolinas de fondo plano y lapiazes), y depósitos delgados y discontinuos de arcillas de descalcificación, que suelen estar asociados a diaclasas y fracturas. Esta superficie fue denominada S_0 por Zazo *et al.* (1983, 1987), y S_1 por Gracia *et al.*, (1990).

En un nivel inferior se localiza la superficie de erosión SE2, formada por un conjunto de hombreras que por su posición morfológica y altura (1050-1070 m), han sido atribuidas a una segunda superficie de erosión que sería correlacionable con la S_2 de Gracia *et al.*, (1988, 1990).

El último nivel de superficie descrito es la superficie de erosión SE3, que se localiza en el extremo norte de la Sierra, donde está representada por pequeños planos situados a cotas de 1035 m, que coinciden significativamente con la altura del rellano donde se encuentra Cueva Mayor (1032 m). Estos planos Pineda (1997), los correlacionó inicialmente con la superficie S_2 de Gracia *et al.* (1990), pero sin embargo, la descripción de la superficie SE2 por encima de este nivel y el desarrollo altimétrico de las superficies en zonas mejor conservadas de la Sierra de Santa Casilda, donde en las cercanías de las SE1 (1070-1080 m),

la superficie SE2 se sitúa entorno a los 1060-1070 m y la superficie SE3 sobre los 1030-1050 m; hacen que en este trabajo se asigne este nivel a la superficie de erosión SE3, equiparable a la superficie S3 de Gracia *et al.* (1988).

3.1.1.2.2.2. Relación con los depósitos terciarios.

Bordeando a los materiales mesozoicos se encuentra una franja de afloramiento discontinuo compuesto por conglomerados, arcillas y arenas en discordancia progresiva, que han sido datadas como del Oligoceno-Mioceno inferior (Pineda 1997a, 1997b). La región de procedencia de estos depósitos está estrechamente limitado a la Sierra de Atapuerca, de modo que el episodio erosivo que resulta más probable para la movilización y sedimentación de estos depósitos, es durante la formación de la superficie de erosión SE1, mientras que la discordancia progresiva sería el resultado de los impulsos tectónicos que elevaron la Sierra (Pérez-González *et al.*, 1999). Estos depósitos también se encuentran plegados y fallados (Figura 2.3A).

Al sur de la Sierra de Atapuerca, el Páramo Inferior enlaza con el flanco este de la Sierra a cotas situadas a 1020 m, por lo que se emplaza en un nivel inferior a las tres superficies de erosión de la Sierra de Atapuerca (Figura 3.18). Tanto la Superficie Poligénica del Páramo Inferior, como las capas de las Calizas del Páramo Inferior sobre las que se forma, están horizontales y sin deformación, hecho que contrasta con la deformación ascendente que las calizas del Astaraciense y las formaciones estratigráficamente inferiores presentan en contacto con la Sierra (Apartados 3.1.2.1.3.1 y 3.1.2.1.5.). Esta disposición permite limitar el impulso tectónico responsable de la deformación de estas unidades entre la última formación deformada (calizas del Astaraciense) y la primera formación sin deformar (facies Cuestas). El contacto de la facies Cuestas con las unidades infrayacentes (facies de Alar del Rey, facies de Santa María del Campo, facies de Tierra de Campos, nivel de calizas culminantes de estas facies terrígenas), ha sido descrito por otros autores como una discordancia en los bordes de la Cuenca del Duero (Pineda 1997b), y como una discontinuidad en posiciones más internas de la cuenca (Mediavilla y Dabrio, 1988, 1989b), evidenciada por la abundancia de procesos edáficos que indican interrupción o ralentización sedimentaria (Pozo *et al.*, 1984; Pineda 1997b).

A favor de las calizas del Astaraciense superior se ha formado una plataforma estructural, denominada en este trabajo como Plataforma estructural de Villalval-Rubena, cuyo plano está igualmente inclinado en su contacto con la Sierra. Mientras que esta unidad geológica (calizas del Astaraciense superior), entra en contacto con la Sierra de Atapuerca en torno a los 1030 m de altura, la morfología asociada (Plataforma de Villalval-Rubena),

presenta una tendencia cuya continuación sobrepasa estas cotas. Para analizar esta circunstancia, se ha realizado una reconstrucción de la tendencia de la plataforma en la zona más cercana a la Sierra, en la que se han aplicado curvas de regresión polinómica ($Y = a + b \cdot X + c \cdot X^2$), a cuatro cortes topográficos realizados con el MDE de 10 metros de resolución, en las zonas mejor conservadas de esta plataforma. Las curvas de regresión utilizadas tienen una elevada correlación ($R^2 > 0,99$) y significancia estadística ($P < 0,0001$), y los valores residuales presentan un error medio absoluto de 1,28 m en el primer caso e inferior al metro en los otros tres casos (Figura 3.6). Este análisis muestra como en uno de los casos (corte PEV2), la prolongación de la Plataforma estructural de Villalval-Rubena no llegaría a enlazar con el relieve actual de la Sierra de Atapuerca, pero sí en los otros tres (cortes PEV1, PEV3 y PEV4), donde la reconstrucción estadística de la plataforma enlazaría a cotas que coinciden significativamente con los bordes de la superficie de erosión SE2, de forma que en dos de estos cortes (PEV3 y PEV4), la plataforma intersectaría con la Sierra uno o dos metros por debajo del borde actual de la superficie de erosión SE2, y en el otro corte (PEV1) cinco metros por debajo.

Estos enlaces hacen pensar que el techo sedimentario de las calizas astarcienses, actualmente conservado en la Plataforma estructural de Villalval-Rubena, y los planos de la superficie de erosión SE2 sobre los carbonatos mesozoicos de la Sierra, corresponden al mismo plano: erosivo en el caso de la superficie de erosión SE2, y deposicional, con retoques posteriores, en el caso de la Plataforma estructural de Villalval-Rubena. Esta asociación, es consecuente con cronología deducida para esta superficie de erosión en el borde meridional de la Cordillera Vasco-Cantábrica (zona de Huérmeces-Ubierna).

A partir de estas reconstrucciones y su interpretación, también puede observarse que el retroceso de las laderas de la Sierra de Atapuerca puede considerarse extremadamente bajo (Apartado 4.4), excepto en el caso del corte PEV2, donde un retroceso de laderas algo más elevado, pero también muy bajo, podría explicar la ausencia de la intersección del perfil reconstruido con el relieve actual de la Sierra.

La diferencia de alturas que muestra la Plataforma estructural de Villalval-Rubena entre las localizaciones alejadas de la Sierra, donde es horizontal o subhorizontal, y el punto de su enlace con la Sierra, es de 69 m si consideramos la intersección de la reconstrucción estadística y de 74 m si consideramos el borde de la superficie de erosión SE2 (Figura 3.6). Admitiendo la horizontalidad del plano sedimentario original, esta altura de 69-74 m representaría la elevación experimentada por la Sierra durante el episodio tectónico que deformó los materiales descritos que se localizan bordeando la Sierra.

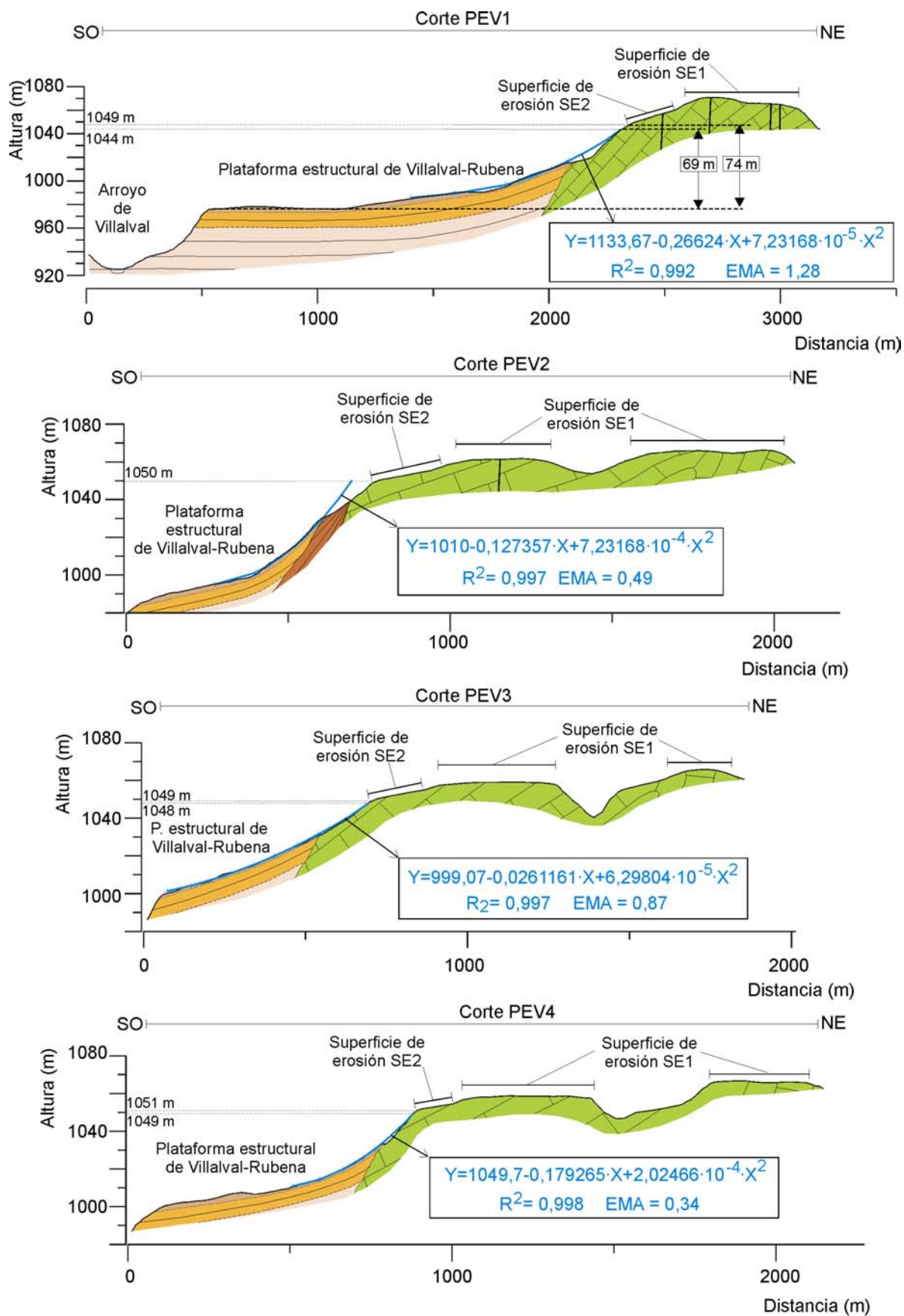


Figura 3.6. Análisis estadístico del enlace de la Plataforma estructural de Villalval-Rubena, formada sobre las calizas del Astaraciense, con la Sierra de Atapuerca. Para consultar la leyenda ver el Apéndice II.

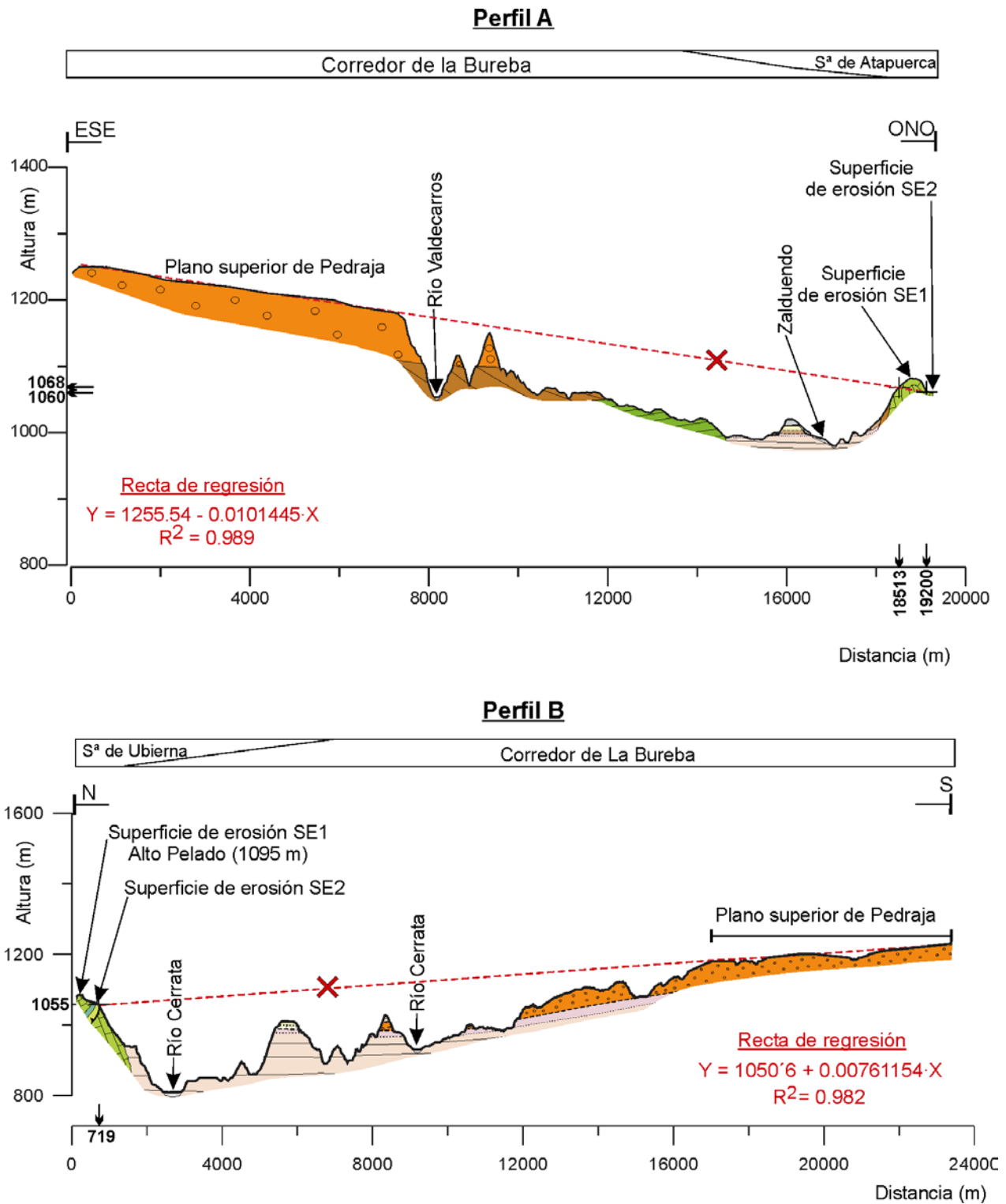


Figura 3.7. Prolongación estadística del plano superior de Pedraja hacia los relieves de la Sierra de Atapuerca (perfil A) y hacia la Sierra de Santa Casilda (perfil B). Para consultar la leyenda ver el Apéndice II.

Aunque los restos del Páramo Superior más cercanos se encuentran en los alrededores de Carcedo de Burgos y el Puerto de la Brújula, la reconstrucción inicial de la tendencia general del plano topográfico de la Superficie Poligénica del Páramo Superior (Apartado 4.3.2), muestra que éste enlazaría a 1030-1033 m con el extremo sur de la Sierra y en torno a los 1027 m en el noroeste. La cota de 1030-1033 m coincide con el nivel de la hombrera de Cueva Mayor (1032 m), que es un posible retoque de la superficie de erosión SE3, mientras que en el extremo norte, la Superficie Poligénica del Páramo Superior se encajaría del orden de 3-8 m en los planos de esta superficie de erosión.

3.1.1.2.4. Borde norte de la Sierra de la Demanda-área de La Pedraja.

En la zona estudiada del borde norte de la Sierra de la Demanda se disponen en contacto discordante las metareniscas y pizarras de las alternancias del Najerilla de cronología Cámbrico superior (Boquera *et al.*, 1978b) con el terciario de La Bureba-Duero, representado por los limos y arcillas de tonos rojos con intercalaciones de canales de gravas silíceas que constituyen la facies Pedraja.

Sobre estos materiales terciarios, se han diferenciado tres niveles morfológicos de posible génesis terciaria, que quedan delimitados al sur por el valle del río Arlanzón y el arroyo del Aido, al este por el valle del río Oca, al oeste por el valle del río Vena y hacia el norte abarcan hasta Monzonillo de Oca-Turrientes (Apéndice I.4). De los tres niveles, el más alto, se ha relacionado con la superficie de erosión SE2, y los otros dos con las superficies SE3 y SE4.

3.1.1.2.4.1. Distribución espacial y altimétrica.

La superficie superior forma los planos de máxima extensión que se extiende de norte a sur desde el Embalse de Uzquiza (río Arlanzón), hasta el Puerto de Pedraja de la N-120, y de este a oeste, desde la población de Alarcia hasta las cercanías de Galarde (Apéndices IV.2.B y I.4). Estos planos varían de altura desde los 1259 m en Alarcia, o los 1200 m al norte del Embalse de Uzquiza, hasta los 1160 m que alcanza en el Puerto de Pedraja de la N-120 o en las proximidades de Galarde. Tal y como propone Olivé *et al.* (1990), las características morfológicas de este plano son propias de un sediplano de tipo abanico aluvial relacionado con la sedimentación de la facies Pedraja. En este sentido, presenta pendientes medias hacia el N-NNE de 0,4° y hacia el E-ESE de 0,5-0,6°; y su ápice se sitúa a la salida de los valles de la Sierra de la Demanda de dirección S-N, como el valle del arroyo de la Tejera o

el arroyo de la Genciana, cuya salida de la Sierra de la Demanda coincide con la zona más alta de la superficie superior (1259 m), o el tramo de cabecera del valle del río Arlanzón, que también presenta dirección N-S. Estos valles actualmente presentan codos de captura que varían su trazado hacia direcciones E-O. Adosados a las laderas de la Sierra de la Demanda se han cartografiado planos erosivos formados sobre los materiales paleozoicos, localizados a 1230-1270 m de altura, que enlazan con esta superficie. Esta situación es semejante en la margen derecha del valle del río Oca, donde Olivé *et al.* (1990), describe una superficie erosiva que enrasa con el plano superior de Pedraja y que este mismo autor relaciona con la raíz del abanico deposicional.

Para establecer las relaciones de la superficie superior de Pedraja con otras morfologías de la región, se han prolongado las pendientes medias del plano deposicional, para lo cual se han aplicado regresiones simples a la topografía conservada del plano, a lo largo de cortes topográficos realizados desde el ápice hacia el oeste (Sierra de Atapuerca) y hacia el norte (Franja plegada de Rojas-Santa Casilda). Los cortes topográficos se han realizado con el MDE20 (Apartado 1.3). Las rectas de regresión (Figura 6), de tipo $Y = a + bX$, han mostrado una correlación elevada ($R^2 > 0,980$).

La prolongación estadística de este plano hacia el oeste muestra, como propuso Zazo *et al.* (1983, 1987), que la intersección de la superficie superior de Pedraja con la Sierra de Atapuerca (1068 m), queda por debajo de la superficie de erosión S_0 (Zazo *et al.*, 1983, 1987), denominada SE1 en este trabajo y que en esta zona tiene 1075-1080 m de altura (Figura 3.7). Aunque a diferencia de lo sugerido por estos autores, la prolongación del plano superior de Pedraja no enlaza con el nivel del Páramo Inferior (1020 m) y además queda a cotas muy por encima del desarrollo regional del Páramo Superior (aproximadamente 1030 m). La altura de intersección de este plano con la Sierra de Atapuerca, que es de 1068 m en el flanco este de la Sierra y descendería hasta los 1065 m en el flanco oeste, se sitúa dentro del orden de magnitud del desarrollo altitudinal de la superficie de erosión SE2, que en esta zona de la Sierra se localiza entre los 1060 y los 1070 m.

Por otra parte, en la reconstrucción lineal de la tendencia de la superficie superior de Pedraja hacia el norte (Figura 3.7), el plano queda muy por encima de las plataformas de calizas terciarias y el enlace con el relieve de la Franja plegada de Rojas-Santa Casilda se produce a 1055 m, cota que se encaja con claridad en la superficie SE1 (1080-1096 m) y coincide significativamente con la superficie de erosión SE2, la cual tiene una altura de 1060 m en el perfil, aunque desciende a cotas de 1050 m en zonas inmediatamente adyacentes.

Aunque este análisis indica que el plano superior de Pedraja equivaldría al mismo nivel morfológico que la superficie de erosión SE2, estas relaciones son meras coincidencias si se consideran las posiciones cronoestratigráficas de los materiales y la elevación experimentada por la Sierra de Atapuerca (Apartado 3.1.1.2.2.2), que ha sido estimada entre 69 y 74 m. Si se restan estas alturas al actual relieve de la Sierra de Atapuerca, la prolongación del plano superior de Pedraja estaría entre 50-53 m por encima del punto más alto de la superficie SE1, actualmente situado a cotas de 1084 m en el Alto de San Vicente.

Otro dato más concluyente acerca de la relación entre la superficie de erosión SE2 y el plano deposicional de la facies Pedraja, es la cronología de estos materiales. La edad de la facies Pedraja fue establecida inicialmente por Olivé *et al.* (1990), entre finales del Vallesiense y principios del Plioceno, pero como se indica en el Apartado 3.1.2.3, los datos cartográficos y de correlación regional establecidos por Pineda (1996), y precisados en el trabajo actual, la sitúan en el Astaraciense-Astaraciense superior, correlativa a la facies Tierra de Campos y fosilizada discordantemente por el nivel progradante de las Calizas del Páramo Inferior. Estos datos por tanto, situarían la formación de este sediplano en el Astaraciense-Astaraciense superior, tal y como se ha observado en los enlaces de la superficie de erosión SE2 con los depósitos terciarios, que se han descrito en el borde meridional de la Cordillera Vasco-Cantábrica y en la Sierra de Atapuerca.

En este sentido, la amplia extensión del plano superior de Pedraja, también coincide con el desarrollo de la superficie de erosión SE2, que es la superficie que más área ocupa, frente a las morfologías de cumbres aplanadas que son características de la superficie de erosión SE1.

Escalonados sucesivamente por debajo de la superficie superior de Pedraja se localizan otros dos niveles, que Zazo *et al.*, (1983, 1987) interpretaron como glaciares de cobertera. Estas morfologías presentan en su superficie un manto de gravas rubefactadas incluidas en matriz limo-arenosa, pero debido a la similitud de estos depósitos con la facies Pedraja, sobre la que se desarrollan los planos, y a la abundante vegetación y falta de afloramientos no se puede precisar con certeza si estos depósitos corresponden a dichas morfologías o si es el sustrato.

Encajado en la superficie superior de Pedraja a través de contactos escalonados suaves, se encuentra el segundo nivel, que forman una superficie cuyos planos mayores se sitúan al norte del arroyo de San Juan o arroyo de Valdefuentes, con alturas que varían entre los 1160 m al este y los 1080-90 m al oeste y norte. En Galarde planos de este mismo nivel tienen alturas de 1150-1160 m.

El siguiente nivel se desarrolla a alturas que oscilan desde los 1100 m hasta los 1050-1040 m, localizándose entre los arroyos de San Juan y la cabecera del río Vena, en Galarde, o al norte, a ambas márgenes del valle del río Cerrata o de la Pedraja.

Ambos planos, siguiendo criterios de posición morfológica deben ser equivalentes, respectivamente, a las superficies de erosión SE3 y SE4. Por debajo de estas superficies se localizan otros planos que han sido relacionados con niveles fluviales cuaternarios (Apéndices I.2 y I.4)

3.1.1.2.4. Borde oeste de la Sierra de la Demanda.

En el borde oeste de la Sierra de la Demanda conectan los materiales paleozoicos con los depósitos mesozoicos, compuestos por las Facies Buntsandstein, Facies Keuper, los carbonatos jurásicos y la secuencia Cretácica, representada en los afloramientos de Cuevas de Juarros y en el extremo norte del anticlinal de San Clemente (Quintanalara, Hontoria de la Cantera). Los depósitos terciarios detríticos están representados en su mayoría por las facies del Mioceno medio, aunque también se han cartografiado conglomerados y arcillas rojas que se han asignado al Oligoceno. En los alrededores de las poblaciones de Carcedo de Burgos, Mondúbar de San Cibrián y Mondúbar de Emparedada, se localizan los dos niveles del páramo (Apéndices IV.2.C y I.5).

3.1.1.2.4.1. Distribución espacial y altimétrica.

La superficie más antigua corresponde a los relieves residuales que forman la superficie de erosión SE1. Se trata de cerros y altos de cumbre aplanada que en ocasiones sólo sobresalen ligeramente de la superficie inferior. En la zona cartografiada, la superficie SE1 alcanza los mayores valores de altura sobre las Alternancias del Najerilla y la Facies Buntsandstein que afloran en San Adrián de Juarros. Así, su altura varía entre los 1180-1211 m sobre las Alternancias del Najerilla y los 1130-1140 m sobre la Facies Buntsandstein. También se ha cartografiado esta superficie a alturas de 1180-1190 m sobre las calizas y dolomías del Triásico superior-Lías que rodean al afloramiento paleozoico de San Adrián de Juarros (Apéndice I.5).

Alejados de esta zona, la superficie de erosión SE1 sobre las carniolas y dolomías del Triásico superior-Lías se encuentra a 1070 m en las cercanías de Santa María de Bujedo, y a 1120 m al norte de Palazuelos, donde también arrasa a la Facies Keuper, atendiendo a la cartografía geológica de Boquera *et al.* (1978b).

En las cercanías de Quintanalara se ha distinguido dos pequeños altos localizados a 1080 m sobre calizas tableadas del Turoniense-Santoniense que han sido asignados igualmente a la superficie de erosión SE1 (Apéndice I.5).

Este desarrollo altimétrico muestra un descenso general de la superficie de erosión SE1 desde el Macizo Paleozoico de la Demanda hacia la Cuenca Terciaria del Duero. En el afloramiento paleozoico de San Adrián de Juarros la superficie SE1 también está sobre elevada respecto a sus alrededores.

Encajados en estos relieves residuales se encuentra la superficie de erosión SE2, que es la que ocupa mayor área, dando lugar a altiplanos seccionados por la red fluvial y valles fluvio-kársticos (Apartado 3.2.1.3.1). Esta superficie se localiza fundamentalmente sobre la secuencia carbonatada del Triásico superior-Jurásico (Lías-Dogger) y la secuencia carbonatada del Cretácico superior (calcarenitas, margas y calizas del Cenomaniense-Turoniense, calizas tableadas del Turoniense-Santoniense inferior y calizas y dolomías del Santoniense-Campaniense), aunque también arrasa a los materiales paleozoicos (Alternancias del Najerilla), a la Facies Buntsandstein y a las arcillas, areniscas y calizas de la Facies Weald.

Al igual que la superficie SE1, su altura varía desde el borde de la Cuenca del Duero (1030-1060 m) hasta el contacto con el macizo de la Demanda, donde alcanza sus mayores cotas (1300-1250 m), de forma que en ocasiones parece enlazar con zonas de ladera en los materiales cámbricos (Figura 3.8 y 3.9). La superficie SE2 también experimenta una elevación en los bordes del afloramiento paleozoico de San Adrián de Juarros.

La superficie de erosión SE3 tiene menor presencia, formando planos de poca continuidad que se encajan en la superficie SE2. La superficie SE3 arrasa a los materiales paleozoicos (Cámbrico superior y Carbonífero), a la Facies Buntsandstein, a la secuencia carbonatada Jurásica, a la secuencia carbonatada del Cretácico superior y, en menor medida, a la facies terciaria de Santa María del Campo. Las cotas mayores de la superficie son alcanzadas en los planos próximos al Macizo Paleozoico de la Sierra de la Demanda (Urrez) y en los alrededores de San Adrián de Juarros, lugares donde la superficie desciende desde los 1140 m hasta los 1090 m. El resto de planos cartografiados se localizan entre los 1000-1020 m (Cuzcurrita de Juarros, Cueva de Juarros, norte de Revilla del Campo, Hontoria de la Cantera), y los 1030-1040 m que tiene sobre la secuencia carbonatada del Cretácico superior, al oeste de Revilla del Campo.

En un nivel morfológico inferior, se localiza la superficie de erosión SE4, representada por pequeños planos formados sobre la Facies Buntsandstein, los carbonatos del Triásico superior-Jurásico y la secuencia carbonatada del Cretácico superior. Sus alturas oscilan entre los 1090 m en Urrez, o los 1050-1065 m en las cercanías de San Adrián de Juarros), y los 990-1010 m que alcanza en las localizaciones de Salgüero de Juarros, Cueva de Juarros, Hontoria de la Cantera y Quintanilla (Apéndice I.5). Esta última distribución de alturas (990-1010 m), coincide en líneas generales con las cotas a las que se disponen los retazos más cercanos del Páramo Inferior, situados cercanos a Castrillo del Val y Revillarruz.

3.1.1.2.4.2. Relación con los depósitos terciarios.

El estudio de las relaciones de las superficies de erosión con los materiales terciarios se ha dividido en los siguientes sectores.

Zona de Cueva de Juarros-Carcedo de Burgos.

La relación más cercana entre los niveles terciarios del páramo y las superficies de erosión se produce entre las poblaciones de Cueva de Juarros y Carcedo de Burgos. En esta zona la superficie de erosión SE2, equivalente a la S2 de Gracia *et al.* (1988, 1990), se ha formado sobre materiales mesozoicos (calizas tableadas del Turoniense-Santoniense y calizas y dolomías del Santoniense-Campaniense) y del Oligoceno-Mioceno inferior, a cotas de 1030-1040 m (Apéndice I.5, Figura 3.8).

La Superficie Poligénica del Páramo Inferior, formado sobre las Calizas del Páramo Inferior, se apoya sobre los conglomerados y arcillas del Oligoceno-Mioceno inferior a cotas de 1010-1015 m. Más hacia el oeste y sobre el Páramo Inferior, se localizan retazos de la Superficie Poligénica del Páramo Superior a alturas de 1015-1030 m. Basado en la semejanza de alturas entre la superficie de erosión y la superficie de las “calizas del páramo” P. Cabra (en García *et al.*, 1997), asigna una edad para la superficie de Vallesiense-Turolense, tal como se propone para otras zonas de la Cordillera Ibérica y de la Cordillera Cantábrica (Gracia *et al.*, 1988, 1990; Pineda, 1997a, 1997b y 1997c; Gutiérrez-Elorza y Gracia, 1997). En esta zona, la superficie parece situarse a nivel de la superficie del Páramo Superior, ambos a alturas semejantes de 1030 m (Figura 3.8), aunque como se puede observar al sur la superficie enlaza con los sedimentos detríticos del mioceno medio (UTS 2), que son fosilizados por los depósitos lacustres de la UTS 3 (Apéndice I.5).

Los conglomerados están compuestos fundamentalmente por cantos silíceos, aunque también aparecen cantos carbonatados, que se agrupan en niveles lenticulares discontinuos con potencias que no sobrepasan los 5 m. La edad de estos depósitos, propuesta por García *et al.* (1997) a partir de criterios de correlación regional y dataciones en niveles calcáreos, corresponde al Astaraciense, que podrían alcanzar la base del Vallesiense en las zonas de mayor desarrollo. Este plano formado en estos sedimentos detríticos se encuentra degradado, por lo que en esta zona, no resulta claro diferenciar si se encuentra afectado por la superficie de erosión SE2 o si se trata de una superficie de acumulación coetánea con la superficie SE2 que ha sido retocada por procesos erosivos posteriores.

Hacia el sudeste, el plano que forman los depósitos de los sistemas aluviales astaracienses, se desarrolla sobre depósitos de gravas y arenas, ambos de composición silícea, que aunque fueron descritos como depósitos de "raña" por Boquera *et al.*, (1978b), en este trabajo no se han encontrado razones para desvincularlos de los sedimentos del Mioceno medio, puesto que ocupan la misma posición morfosedimentaria y la composición siliciclástica también es característica del Sistema aluvial de los Ausines (Pol, 1985, García *et al.*, 1997), que comparte áreas fuente de composición silícea y carbonatada. Estos depósitos también se localizan en circunstancias similares más hacia el este, entre Santa María de Bujedo y Santa Cruz de Juarros, donde se apoyan sobre las carniolas y dolomías jurásicas (Figura 3.8). Sedimentos terciarios semejantes también se localizan a nivel de la superficie de erosión SE2 al oeste de Quintanalara, donde la superficie de erosión presenta una suave flexión cóncava (Figura 3.9).

Al oeste de Revilla del Campo se han cartografiado planos inclinados, desarrollados sobre estos depósitos del Mioceno medio, cuya prolongación parece sugerir su enlace con el plano de la superficie de erosión SE2, en situación semejante a la planteada para las calizas astaracienses en el flanco oeste de la Sierra de Atapuerca (Apéndice I.5).

Zona de Urrez.

En los alrededores de Urrez, las superficies de erosión SE3 y SE4 son superficies exhumadas que se encuentran fosilizadas por depósitos de gravas cuarcíticas rubefactadas y arcillas, que en otros trabajos fueron designados como "rañas" (Boquera *et al.*, 1978b; Zazo *et al.*, 1983, 1987), pero que en este trabajo se han asignado a los niveles T2_{AZN} (+84-88 m) y T3_{AZN} (+70-78 m) de las terrazas altas del río Arlanzón, ya que se incluyen dentro de una

secuencia escalonada y están relacionados con la evolución fluvial del tramo alto del río Arlanzón (Apéndices I.4 y I.5, Apartado 3.3.2).

3.1.1.2.5. Sierra de las Mamblas o de Covarrubias.

Esta región se localiza en el contacto de la Cuenca del Duero con los materiales mesozoicos del Anticlinal de San Clemente, cuyo flanco SO da lugar a la Sierra de las Mamblas (Figura 2.1).

Los materiales más antiguos se localizan en el núcleo del anticlinal, de dirección SE-NO, donde afloran los carbonatos jurásicos del Dogger, sobre los que se apoyan sucesivamente los conglomerados, areniscas, lutitas y calizas de los grupos Tera y Oncala del Cretácico inferior; las areniscas, conglomerados, calizas y lutitas del Aptiense, la Formación Arenas de Utrillas del Albiense, y por último la secuencia carbonatada del Cretácico superior (Cabrera *et al.*, 1997, San Miguel de la Cámara, 1953). En contacto discordante sobre los materiales mesozoicos yace el terciario de la Cuenca del Duero, que en su mayoría corresponde al Mioceno medio, aunque asociado a los anticlinales de Santo Domingo de Silos y Retuerta-Covarrubias, afloran sedimentos aluviales y lacustres que abarcan desde el Cretácico superior hasta el Oligoceno-Mioceno Inferior (Pol, 1985, Pol y Carballeira, 1982, 1983b, 1986). Los depósitos del Mioceno medio, discordantes sobre las formaciones infrayacentes, son conglomerados de clastos calcáreos y silíceos, areniscas y fangos, depositados por la acción de los sistemas de abanicos aluviales coetáneos, descritos por Pol (1985), que hacia el oeste evolucionan a sistemas fluviales y se interdigitan con la facies Tierra de Campos. A estos sistemas aluviales, representados en esta región por el Sistema Mecerreyes-Nebreda y el Sistema Retuerta, se les asigna una edad de Astaraciense superior atendiendo a criterios de correlación lateral con la facies Tierra de Campos y su relación lateral con los depósitos donde se ubica el yacimiento de Monte de la Abadesa (Pol, 1985). Los sistemas Retuerta, Cuevaburgos y parte superior del sistema Nebreda, que se apoyan discordante sobre los sedimentos infrayacentes con discordancia progresiva (Oligoceno-Mioceno inferior), han sido interpretados como pliocuaternarios (Pol y Carballeira, 1986), sin embargo, en este trabajo se consideran de edad Mioceno medio (Astaraciense), acorde con las interpretaciones iniciales de Pol (1982, 1985) y posteriores de Pérez-González *et al.* (1994), debido a la relación de estos depósitos con la superficie de erosión SE2 y la ausencia de semejanzas morfosedimentarias con la unidad de la “raña” (Apartado 3.1.2.14). Posteriormente a la deposición de los sistemas de abanicos aluviales se produce una reactivación tectónica, que pliega y fractura a estos sedimentos, como se pone de manifiesto en el Sistema de los Ausines (Pol, 1985; García *et al.*, 1997).

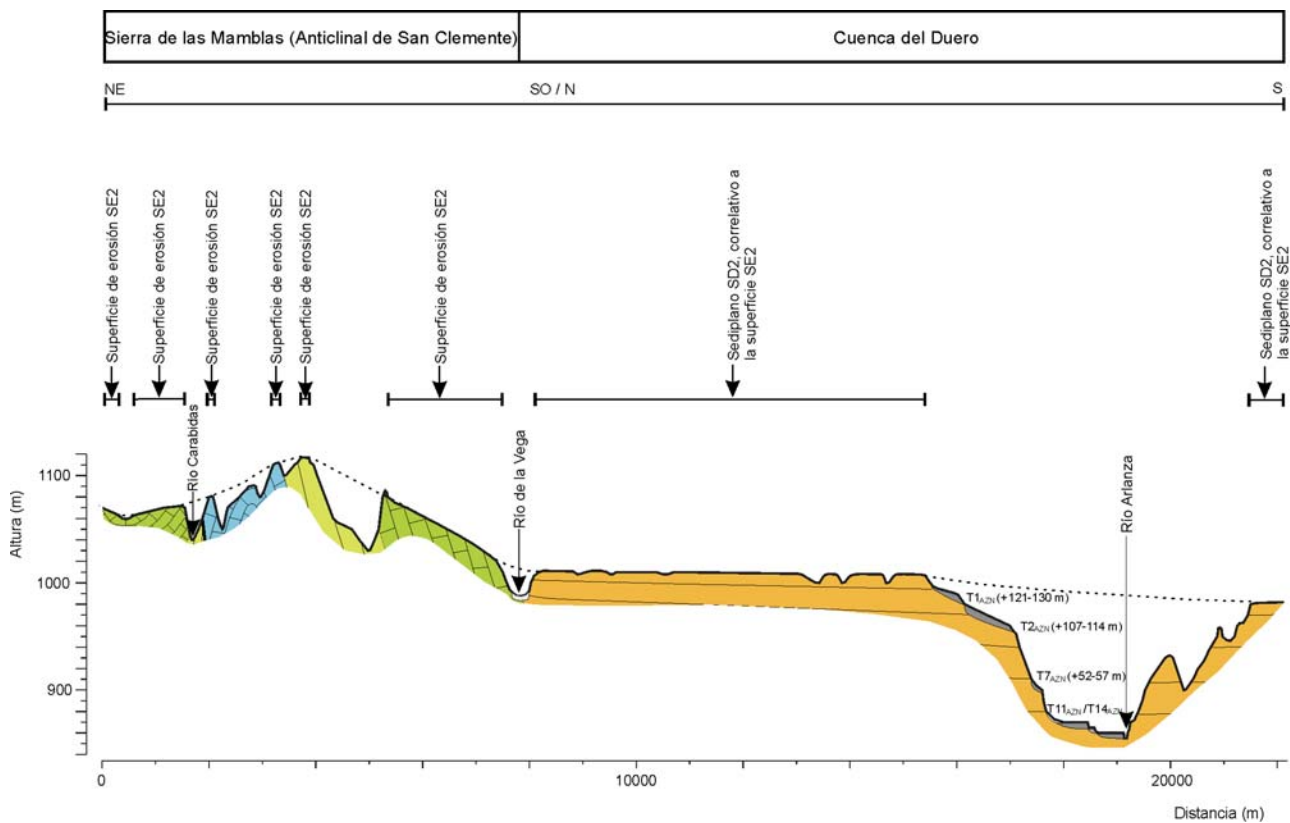


Figura 3.10. Perfil geomorfológico del enlace de la Sierra de las Mamblas (flanco oeste del Anticlinal de Cuevas de San Clemente) con los depósitos del Mioceno medio de la Cuenca del Duero. Para consultar la leyenda ver el Apéndice II.

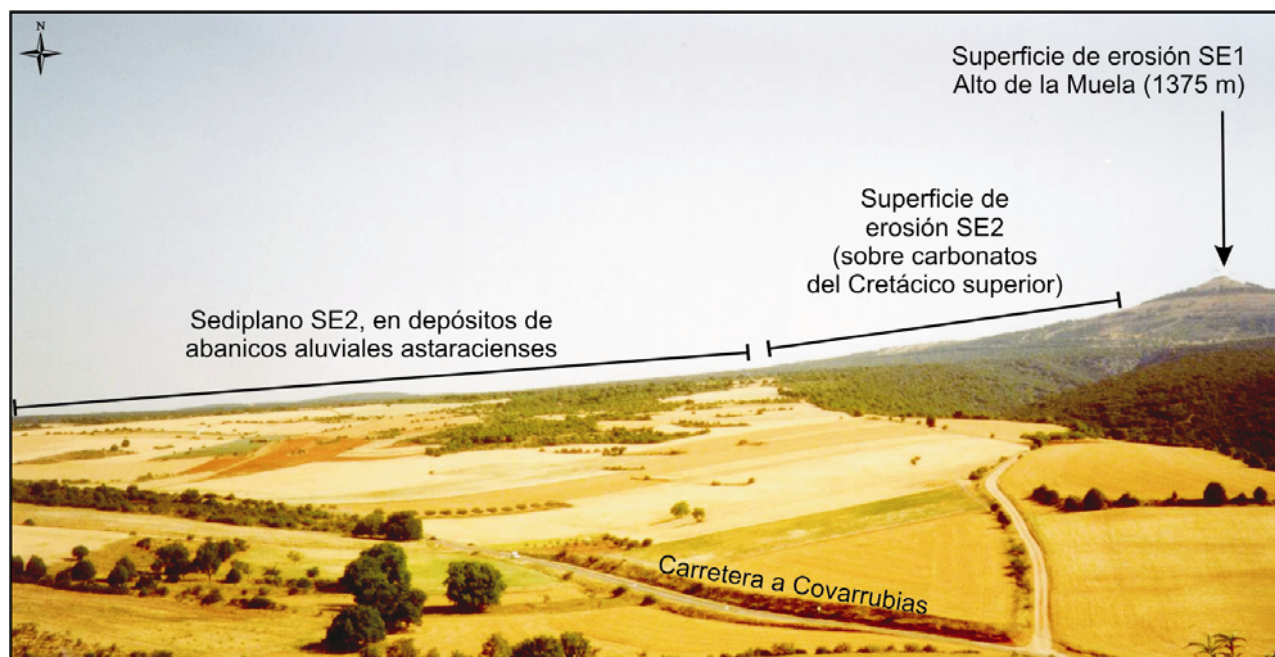


Figura 3.11. Detalle fotográfico del enlace de la superficie de erosión SE2 de la Sierra de las Mamblas (flanco oeste del Anticlinal de Cuevas de San Clemente) con los depósitos del Mioceno medio de la Cuenca del Duero.

3.1.1.2.5.1. Distribución espacial y altimétrica.

Sobre los materiales mesozoicos de esta zona se han descrito tres niveles de superficie de erosión (Apéndice I.6). El nivel superior, SE1, está representado por altos y cerros de cima plana más o menos degradada, cuya altura es de 1150-1151 en el Alto de las Rozas, 1375 m del Alto de la Muela, o 1412 m en el Alto de la Valdosa, situado en el Anticlinal de Tejada.

En un nivel inferior se sitúa la superficie SE2, que da lugar a planos de mayor extensión deformados consecuentemente con las estructuras tectónicas (Apéndice I.6, Figura 3.10), de forma que en relación con el sinclinal asociado al flanco NE del anticlinal de San Clemente, el plano de la superficie de erosión SE2 está ligeramente combado dando lugar a relieves negativos en el eje del sinclinal (1060 m), que van ascendiendo hacia el SO, hasta alcanzar los 1110 m en el núcleo del anticlinal de San Clemente, para posteriormente disminuir de altura progresivamente hacia el SO, donde la superficie de erosión SE2 arrasa a los estratos de la secuencia carbonatada del Cretácico superior del flanco SO del anticlinal, formando planos cuya cota varía entre los 1100-1080 m al NE y los 1020-1030 m hacia el SO, que muestran una inclinación media hacia la Cuenca del Duero de 2,3°. Hacia el Sur, en la margen izquierda del río Arlanza, los planos de la superficie de erosión SE2, se sitúan a cotas de 1030-1050 m.

La superficie de erosión SE3 tiene una extensión reducida, observándose encajada en la superficie de erosión SE2 a través de escalones en ocasiones suavizados por la erosión. Su altura se sitúa entre los 1020 m que alcanza en el extremo NO del anticlinal de San Clemente y los 1040-1000 m en el flanco SO del este anticlinal al norte de Covarrubias.

3.1.1.2.5.2. Relación con los depósitos terciarios.

Aunque Pérez-González *et al.* (1994) mencionan que la superficie de erosión S1 se encuentra fosilizada por los sistemas aluviales del Mioceno medio, en este trabajo las únicas relaciones de estos depósitos terciarios con las superficies de erosión intraterciarias, se han establecido para la superficie de erosión SE2.

Los planos inclinados que forma esta superficie de erosión sobre los materiales carbonatados del Cretácico superior en el flanco SO del Anticlinal de Cuevas de San Clemente, tienen una altura en su borde inferior de 1020-1030 m al norte de Mecerreyes y de 1050-1040 m al norte de Covarrubias, donde enlazan con las plataformas estructurales más altas formadas sobre los conglomerados, areniscas y fangos del Astaraciense superior (Apéndice I.6, Figuras 3.10 y 3.11), que se sitúan en torno a los 1020-1015 junto al borde mesozoico en los alrededores de Mecerreyes, y a 1035-1040 m al norte de Covarrubias. Esta

relación ya fue apuntada en el trabajo de Pérez-González *et al.* (1994), donde además se indica que la pendiente media de las plataformas estructurales de los depósitos miocenos coincide con la pendiente deposicional de los sistemas aluviales responsables de estos depósitos. Las pendientes medias de las plataformas estructurales, medidas en este trabajo, son del 0,9%.

Esta relación se repite en la margen derecha del río Arlanza, donde la superficie de erosión SE2 desarrollada sobre los materiales mesozoicos y del Oligoceno-Mioceno-Inferior tiene continuidad espacial sobre los depósitos detríticos del Astaraciense superior.

Por consiguiente, estas relaciones geométricas indican que las plataformas superiores formadas sobre los materiales detríticos aluviales del Astareciense superior corresponden al mismo nivel que la superficie de erosión SE2, y puesto que las pendientes medias de las plataformas estructurales corresponden a la pendiente del sistema aluvial (Pérez-González *et al.*, 1994), cabría suponer que estas plataformas corresponden al sediplano correlativo a la Superficie SE2, tal y como se ha venido describiendo en otras zonas para la superficie SE2 y depósitos de esta misma edad (límite sur de la Cordillera Vasco-Cantábrica, Sierra de Atapuerca y borde norte de la Sierra de la Demanda). Este sediplano actualmente está degradado por efecto de procesos erosivos posteriores a su formación. Por debajo de las plataformas superiores se desarrollan planos inferiores que podrían haberse labrado durante la elaboración de las superficies de erosión más recientes o estar relacionados con las etapas de incisión fluvial, pero al no encontrar indicios decisivos en ninguno de estos sentidos se ha decidido reflejarlas como plataformas estructurales (Figura 3.20, Apartado 3.1.2.1.4, Apéndice I.6).

3.1.1.2.6. Sierra de Lerma.

La Sierra de Lerma constituye una estribación de la Cordillera Ibérica que penetra de este a oeste en la Cuenca del Duero. La estructura tectónica principal está formada por un anticlinal de dirección E-O, con algunas fracturas transversales, que involucran al tramo inferior de la secuencia carbonatada del Cretácico superior (Figura 2.1), y hacia el este, en el límite del área cartografiada, a las gravas, arenas, y arcillas del Albiense (San Miguel de la Cámara 1950; Cabrera *et al.*, 1997; Quintero *et al.*, 1982). Excepto por el este, que conecta con la Cordillera Ibérica, por el resto de los puntos cardinales, la Sierra de Lerma está rodeada por los materiales terciarios, formados por conglomerados y arcillas de edad Oligoceno-Mioceno inferior, de afloramiento discontinuo, y las gravas, arenas y arcillas del Mioceno medio, que se distribuyen principalmente en el flanco norte de la Sierra, mientras que en el extremo oeste y en el flanco sur afloran las Calizas del Páramo Inferior y el ciclo sedimentario

del Páramo Superior, formado por la unidad detrítica basal que culmina a techo con las Calizas del Páramo Superior.

3.1.1.2.6.1. Distribución espacial y altimétrica.

Los dos arrasamientos cartografiados en la Sierra de Lerma presentan un desarrollo muy contrastado, configurando un relieve característico de pedimento y relieves residuales o *inselbergs* que coronan con cumbres aplanadas (Apéndice I.7, Figura 3.12).

La superficie de erosión inferior, tiene una morfología característica de pedimento, con un desarrollo muy continuo a ambos lados de la Sierra, que afecta a las litologías carbonatadas del Cretácico superior a alturas que varían entre los 1050-1020 m al este y descienden a 1000-940 m al oeste. La pendiente media de este pedimento es de 2,3°, alcanzando valores máximos de 4-4,5° en las zonas de mayor inclinación. Hacia el nordeste, esta superficie arrasa a conglomerados y arcillas de edad Oligoceno-Mioceno inferior, dando lugar a un plano situado a 1020-1040 que conecta con la superficie de erosión SE2 descrita al sur del Valle del Arlanza y en la Sierra de las Mamblas.

Este pedimento, que por tanto correspondería a la superficie de erosión SE2, se encaja en un nivel superior que ha sido asignado a la superficie de erosión SE1, el cual se localiza sobre las litologías carbonatadas del Cretácico superior en las cumbres aplanadas de los altos de la Sierra de Tejada (Pico de la Sierra, 1329 m). Hacia el oeste, este nivel va perdiendo altura progresivamente (1227 m del alto de Valtablado, 1173 m del alto del Quemado), hasta formar un plano de mayor desarrollo y menor altura (1030-1050 m), que se extiende desde el paraje conocido como La Porquera, al sur de Nebreda, hasta casi la N-I. En estas últimas localizaciones este nivel destaca en menor medida del pedimento.

3.1.1.2.6.2. Relación con los depósitos terciarios.

Aunque no se han encontrado asociaciones de interés entre la superficie de erosión SE1 y los depósitos terciarios, no es así para la superficie de erosión SE2, cuyas relaciones con los sedimentos de la Cuenca del Duero resultan de especial trascendencia, debido a la buena conservación de los dos niveles de calizas del páramo en este sector. Gracia *et al.* (1990), ya mencionaron la Sierra de Lerma como claro ejemplo de enlace entre los niveles de colmatación de la Cuenca del Duero y la superficie de erosión S2 (SE2 en este trabajo), que según los autores supondría una edad de Turoliense-Plioceno para la finalización de este arrasamiento.

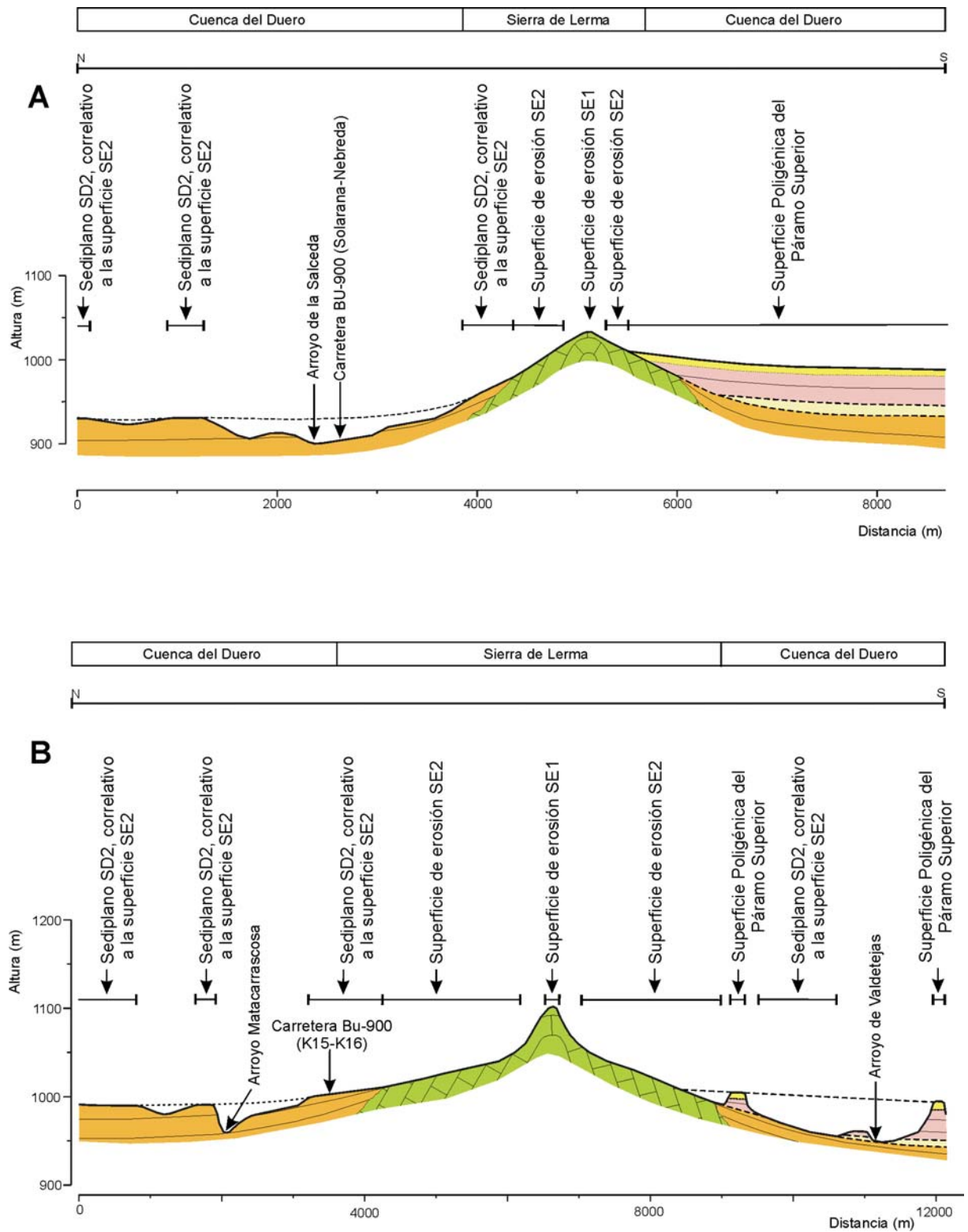


Figura 3.12. Perfiles geomorfológicos de enlace Sierra de Lerma-Cuenca del Duero. Para consultar la leyenda ver el Apéndice II.



Figura 3.13. Detalle fotográfico de los depósitos aluviales compuestos por conglomerados de composición calcárea, arcillas rojas y en menor medida arenas, que son correlativos al pedimento de la superficie de erosión SE2 en el flanco sur de la Sierra de Lerma. El norte se encuentra hacia la posición del observador.



Figura 3.14. Detalle fotográfico de los sedimentos correlativos al pedimento de la superficie de erosión SE2 en el flanco norte de la Sierra de Lerma. Son facies aluviales compuestas por la alternancia de arcillas y niveles de conglomerados calcáreos, con desarrollo frecuente de procesos edáficos.

En los alrededores de esta sierra están conservados los dos niveles de calizas del páramo (Apéndice I.7). Las Calizas del Páramo Inferior, sobre las que se desarrolla la Superficie Poligénica del Páramo Inferior, se localizan al suroeste de la Sierra de Lerma a alturas de 940-920 m y en el contacto con la sierra se encajan entre 10 y 20 m en el pedimento de la superficie de erosión SE2. Por otro lado, los afloramientos de las Calizas del Páramo Superior se localizan al sur de la sierra, dando lugar a amplias extensiones de la Superficie Poligénica del Páramo Superior (1000-980 m), que conectan con la sierra entre Fontioso y Ciruelos de Cervera. Al norte de Cilleruelo de Arriba, las Calizas del Páramo Superior se apoyan sobre los carbonatos cretácicos a nivel de la superficie de erosión SE2, de forma el pedimento de esta superficie entra en contacto y enrasa con el Páramo Superior a alturas de 1000 m. La separación morfológica entre ambos planos se produce únicamente por un ligero cambio en la pendiente (Figura 3.12).

Esta es quizá la relación geométrica más clara que se ha encontrado entre los niveles de las calizas del páramo y las superficies de erosión, pero sin embargo el análisis detallado de este arrasamiento en el resto de la Sierra de Lerma, pone de manifiesto que esta relación de tipo geométrico no implica una relación genética o de contemporaneidad entre el evento erosivo del arrasamiento y el evento sedimentario del ciclo del Páramo Superior, como se puede comprobar al oeste de Ciruelos de Cervera, donde la exhumación de la superficie de erosión SE2 por el vaciado de los sedimentos de Páramo Superior, muestra que ésta se prolonga bajo el nivel del Páramo Superior (Figura 3.12), y conecta con sedimentos de abanicos aluviales cuyos ápices tienen su raíz en el pedimento. Esta conexión también se puede observar al norte y nordeste de Ciruelos de Cervera. Los depósitos aluviales, compuestos por gravas de cantos calizos subangulosos (centiles de 30 cm y tamaños medios de 2,1 cm) y arcillas rojas con procesos edáficos y horizontes carbonatados (Figura 3.13), también se introducen por debajo de las Calizas Inferiores del Páramo. Esta asociación es más extensa en el flanco norte, donde la ausencia de los niveles del Páramo, permite observar amplias formar de abanicos aluviales, que nacen en conexión con el pedimento y su techo sedimentario se extiende hasta el borde sur del valle del Arlanza, en las proximidades de Covarrubias, donde este sediplano también está a nivel del arrasamiento SE2. Los sedimentos de estos abanicos aluviales (Figura 3.15), que corresponden a los sistemas aluviales miocenos descritos por Pol (1985), pueden considerarse correlativos a los del flanco sur de la Sierra.

Las relaciones descritas, sintetizadas en los cortes de la Figura 3.12, muestran que tanto la secuencia sedimentaria del Páramo Superior como las Calizas del Páramo Inferior (UTS 4 y 3 respectivamente), son posteriores a la formación de la superficie de erosión SE2, y que la sedimentación correlativa a la superficie corresponde a depósitos aluviales de edad Astaraciense (UTS 2), como se ha ido describiendo en el resto de áreas analizadas.

3.1.1.2. Síntesis de resultados.

A continuación se expone la síntesis de los resultados obtenidos del análisis de las superficies de erosión intraterciarias en las áreas estudiadas de la Cordillera Cantábrica y la Cordillera Ibérica y su enlace con las depresiones terciarias.

3.1.1.2.1. Distribución espacial y altimétrica.

En el estudio de las superficies de erosión terciarias del borde N y E del sector nororiental de la Cuenca del Duero, se han distinguido cuatro niveles de arrasamiento, que se han denominado SE1, SE2, SE3 y SE4, equivalentes según la Tabla 3.2 a las superficies de erosión descritas en otros estudios. Estas superficies presentan una extensión muy dispar y se disponen escalonados arrasando a los materiales geológicos y estructuras tectónicas.

La superficie de erosión SE1 está conservada en las cumbres aplanadas de los relieves residuales, con alturas que varían entre los 1160-1050 m en el borde oeste de la Cordillera Cantábrica, los 1080-1060 m en la Sierra de Atapuerca, los 1070-1211 m en el borde oeste de la Sierra de la Demanda, los 1412-1150 en la Sierra de las Mamblas y los 1329-1030 m en la Sierra de Lerma. Los planos mejor conservados de esta superficie se encuentran en la Sierra de Atapuerca, en la franja plegada de Rojas-Santa Casilda y en la Sierra de Lerma. Como situación general, estos relieves residuales presentan un descenso altimétrico hacia la cuenca.

El siguiente nivel de superficie, localizado por debajo de los relieves residuales, se ha denominado superficie de erosión SE2, y es el arrasamiento que mayor extensión ocupa, generando morfologías de altiplanicies y planos encajados en la superficie SE1. Estas formas presentan inclinaciones generales hacia la cuenca y otras inclinaciones de carácter más local. Los planos asignados a este nivel tienen una variabilidad altimétrica que se sitúa entre 1070 y 980 m en el borde este de la Cordillera Cantábrica, 1050-1070 m en la Sierra de Atapuerca, 1270-1160 en el borde norte de la Sierra de la Demanda, 1250-1030 m en el borde oeste de la Sierra de la Demanda, 1100-1020 en la Sierra de Las Mamblas y 1050-940 m en la Sierra de Lerma.

La superficie de erosión SE3, está representada por rellanos y planicies de menor entidad, inclinados hacia la cuenca, que se sitúan en un nivel morfológico inferior a la superficie SE2. La altura de este tercer nivel es de 1050-980 m en el borde este de la Cordillera Ibérica, 1030-1035 m en la Sierra de Atapuerca, 1160-1060 m en el borde norte de la Sierra de la Demanda, 1140-1000 m en el borde oeste de la Sierra de la Demanda y de 1040-1000 m en el extremo norte de la Sierra de las Mamblas.

El último nivel descrito, asignado a la superficie de erosión SE4, es el que menor presencia tiene, representado en la mayoría de los casos por pequeños planos labrados en las laderas que se disponen encajados en los niveles anteriores y que en buena parte de los casos resultan de difícil interpretación. Su altura en el borde este de la Cordillera Cantábrica oscila entre los 1000 m y los 950 m, entre 1100-1040 en el borde norte de la Sierra de la Demanda y entre 1090-990 en el borde oeste de la Sierra de la Demanda. Estos rellanos se sitúan a menor altura en las zonas más próximas a las cuencas terciarias.

Estas cuatro superficies presentan una amplia variedad de sustratos, aunque se localizan con más frecuencia y mejor conservadas sobre litologías duras calcáreas, como son las dolomías y carniolas del Triásico superior-Lías, o las calizas y dolomías del Turoniense-Santoniense inferior, probablemente favorecido por la resistencia de estas rocas a la erosión y por la infiltración kárstica que disminuye los flujos erosivos superficiales.

3.1.1.2.2. Cronología.

En la zona estudiada, las relaciones de las superficies de erosión con los materiales terciarios ha permitido situar cronológicamente las dos primeras de estas superficies (SE1 y SE2), mientras que el análisis de las dos más recientes (SE3 y SE4), no ha arrojado datos concluyentes acerca de su edad.

La superficie de erosión SE1 arrasa litologías de distinta cronología, que abarcan desde el Cámbrico Superior (Alternancias del Najerilla), hasta el Santoniense (calizas y calcarenitas de la secuencia carbonatada del Cretácico superior), por lo que la superficie es posterior a estos materiales. La siguiente unidad litológica que no está afectada por esta superficie y sí por los arrasamientos posteriores, son los conglomerados, areniscas y arcillas del Oligoceno-Mioceno inferior, que afloran en la Sierra de Atapuerca, en el borde este de la Cordillera Cantábrica, tanto hacia la cuenca del Duero como hacia la Bureba, y borde este de la Cuenca del Duero. En la Depresión de la Bureba, los conglomerados y arcillas pasan lateralmente a las arcillas, linos, arenas y conglomerados de la facies Bureba, también atribuidas al Oligoceno-Mioceno inferior.

Estos sedimentos han sido relacionados con el relleno de la cuenca terciaria durante el Oligoceno-Mioceno inferior, inmediatamente posterior a la fase tectónica principal, con discordancias progresivas en su base que desaparecerían hacia el techo, actualmente erosionado (Pineda 1997a, 1997b, 1997c). En el anticlinal de Santo Domingo de Silos, Pol (1985), también describe depósitos semejantes del Oligoceno-Mioceno inferior, formados por conglomerados, bloques y areniscas en discordancia progresiva, que serían simultáneos con la

principal fase compresiva (Fase Castellana), y con posterioridad a los cuales hubo un importante episodio erosivo que modificó el relieve y excavó paleovalles (Pol, 1985, Pérez-González *et al.*, 1994).

En localizaciones como la Sierra de Atapuerca, estos depósitos forman una orla de afloramiento discontinuo, cuya área de procedencia queda restringida a la pequeña extensión de afloramientos mesozoicos que forman la Sierra, donde el único episodio erosivo reconocido que podría correlacionarse con la sedimentación de estos depósitos es la superficie de erosión SE1.

Atendiendo a estos datos, la formación de la superficie SE1, se podría situar durante el Oligoceno-Mioceno Inferior (Figura 3.15), formada por la erosión de los nuevos relieves generados por el levantamiento tectónico principal. La superficie de erosión comenzaría a labrarse simultáneamente con los últimos impulsos de la fase compresiva durante el Oligoceno, como denota el carácter sinorogénico de estos depósitos, y continuaría su formación en el Oligoceno-Mioceno inferior, durante la subsiguiente etapa de estabilidad.

La edad que se propone la superficie SE1, Oligoceno-Mioceno inferior, concuerda con la edad propuesta para los relieves residuales coronados con planos de la Sierra de la Demanda (Lemartinel, 1985, 1987), y la superficie superior de la Sierra de Atapuerca (Zazo *et al.*, 1983, 1987; Pérez-González *et al.*, 1999, 2001; Benito y Pérez González, 2001), mientras que está en desacuerdo con la cronología que Gracia *et al.* (1990) asigna a esta superficie considerando su enlace con depósitos del Mioceno medio (facies Cuestas) en el embalse de Linares (Provincia de Segovia), ó la edad de Astaraciense superior indicada por Pineda (1997b, 1997c), con quién se discrepa en la cartografía de esta superficie en zonas puntuales de especial importancia.

En otras zonas de la Cordillera Ibérica, esta cronología es similar a la planteada para la *Dachfläche* (post-Oligoceno inferior-Pretortónico) de Schwenzner (1936), y para la Superficie de Erosión A de Gladfelter (1971), datada como Oligocena, mientras que es más antigua que la edad propuesta para la Superficie Intramiocena de Peña *et al.*, (1984), y para la Superficie de Erosión S1 (Mioceno inferior-medio) que Gracia *et al.* (1988) y Gutiérrez-Elorza y Gracia (1997) describen en el Sector Central de la Cordillera Ibérica.

El siguiente nivel de arrasamiento, la superficie de erosión SE2, afecta a litologías que se distribuyen en el rango temporal desde el Cámbrico Superior hasta el Oligoceno-Mioceno inferior (conglomerados, areniscas y arcillas).

Como ya se mencionó en los antecedentes, en otras zonas este arrasamiento ha sido históricamente relacionado con las “calizas del páramo” o “*calizas pontienses*” (Schwenzner, 1936; Solé, 1952; Birot y Solé 1954; Gladfelter, 1971), por lo que recibió nombres como *penillanura* o *superficie finipontiense*. En estudios más recientes también se cita su enlace con las calizas del páramo, ya sea con la Unidad Superior del Páramo como con la Unidad Inferior del Páramo (Gracia *et al.*, 1988, Gutiérrez y Gracia 1997), hecho que es explicado mediante un modelo de reactivación del relieve que genera diferentes gradientes y un retrabajamiento desigual de la superficie. Estas relaciones entre las “calizas del páramo” y esta superficie o equivalentes también han sido indicadas en otros trabajos que abarcan en parte o totalmente esta zona, como son los trabajos de Zazo *et al.*, (1983, 1987), donde se esboza la posibilidad del enlace entre la superficie con depósitos S₁ y el nivel inferior de las calizas del páramo, los estudios de Lemartinel (1985, 1987), o el trabajo de Gracia *et al.*, (1990), donde se mencionan las zonas de Huérmeces (Calizas del Páramo Inferior) y de Lerma (Calizas del Páramo Superior), como claro ejemplo del enlace entre esta superficie de erosión y las “calizas del páramo”. Trabajos posteriores también se basan en el enlace de la zona de Huérmeces para correlacionar esta superficie con las “calizas del páramo” (Pineda, 1997a, 1997b y 1997c), o en la zona de Cuevas de Juarros-Carcedo de Burgos, donde P. Cabra (en García, 1997), menciona el perfecto enrasamiento de la superficie de erosión fundamental con las “calizas del páramo” que representan el final de la sedimentación neógena en la Cuenca del Duero.

Sin embargo, las relaciones que se han encontrado en este trabajo no permiten establecer asociaciones genéticas de este arrasamiento con ninguno de los dos niveles de las calizas del páramo. Por el contrario, tanto en las zonas de enlace propuestas por estos autores como en las diversas localizaciones analizadas y descritas en este estudio, se ha observado que la formación de esta superficie está asociada con los depósitos de la UTS 2 descrita por Mediavilla *et al.* (1996), como indican las asociaciones de esta superficie de erosión con los planos formados por los depósitos detríticos aluviales del Astaraciense-Astaraciense superior descritos en la Sierra de Lerma, la Sierra de las Mambas, el borde oeste y norte de la Sierra de La Demanda y el borde sur de la Cordillera Vasco-Cantábrica, así como la relación de las calizas astaracienses con este arrasamiento en la Sierra de Atapuerca.

En algunos casos, la mala conservación de estos planos podría haber conducido a la interpretación de que estos sedimentos han sido afectados por el arrasamiento, como en el borde oeste de la Sierra de la Demanda, pero sin embargo la localización de morfologías con características de sediplanos en depósitos de la misma edad, como es el caso del plano superior de Pedraja, y que están en conexión con la superficie de erosión, como sucede en la zona de Huérmeces (Ruyales del Páramo), en la Sierra de Lerma y en la Sierra de Las Mambas, han desechado esta opción.

Dos zonas de especial trascendencia, donde se pueden observar la relación genética entre este arrasamiento y los depósitos detríticos astaracienses, son la zona de Huérmeces, en el borde meridional de la Cordillera Vasco-Cantábrica, y la Sierra de Lerma, en la Cordillera Ibérica. Gracias al análisis geomorfológico de detalle elaborado en este estudio se ha podido realizar una reinterpretación de estos enlaces, que según Gracia *et al.*, (1990) y posteriormente Pineda (1997b, 1997c), eran un claro exponente de la correlación de este arrasamiento con los niveles de colmatación de la Cuenca del Duero o “calizas del páramo”, aunque en la zona de Huérmeces se trata de las Calizas del Páramo Inferior y en la Sierra de Lerma de las Calizas del Páramo Superior.

En la zona de Huérmeces, y concretamente en el enlace de Ruyales del Páramo, se puede observar como la superficie de erosión SE2, desarrollada sobre los materiales carbonatados del Cretácico superior, tiene continuidad directa sobre el plano que forman la facies de abanico aluvial de Alar del Rey. Este plano deposicional se introduce hacia la Cuenca del Duero fosilizado discordantemente por las facies Cuestas, a cuyo techo se desarrollan las Calizas del Páramo Inferior.

En la Sierra de Lerma, se ha observado igualmente que el ciclo del Páramo Superior (UTS 4), y las Calizas del Páramo Inferior (UTS 3), fosilizan a la superficie de erosión, la cual tiene sus sedimentos correlativos en los depósitos de sistemas de abanicos aluviales, cuyo enlace se conserva en el flanco sur de la Sierra de Lerma y mejor aún en el flanco norte.

Las asociaciones se producen principalmente con materiales detríticos, sin embargo, en la Sierra de Atapuerca se han establecido relaciones semejantes entre las calizas terminales de los depósitos detríticos astaracienses y la superficie de erosión SE2, formada sobre el mesozoico de la Sierra. La reconstrucción estadística de la tendencia de la Plataforma de Villalval-Rubena, que está formada sobre estas calizas terminales y deformada en su contacto con la Sierra, enlaza significativamente con los retazos de la superficie de erosión SE2 cartografiados en la Sierra de Atapuerca. En esta zona las calizas astaracienses también se encuentran fosilizadas discordantemente por las facies Cuestas y por las Calizas del Páramo Inferior (UTS 3 de Mediavilla *et al.*, 1996), ambas unidades sin deformar.

Según las relaciones descritas en el sector de enlace entre la región nororiental de la Cuenca del Duero y los relieves montañosos de la Cordillera Ibérica y Cordillera Cantábrica, se propone una edad para la elaboración de la superficie de erosión SE2, correlativa con las facies que integran la unidad tectosedimentaria 2 del Neógeno, UTS 2, propuesta por Mediavilla *et al.* (1996), y que está integrada por la facies de Santa María del Campo, Tierra de Campos, Pedraja, Alar del Rey, los sistemas aluviales del borde este de la Cordillera Ibérica y por el nivel de calizas terminales de estos sedimentos, todos ellos coetáneos y

Superficies de erosión intraterciarias en los relieves alpinos del borde nororiental de la Cuenca del Duero

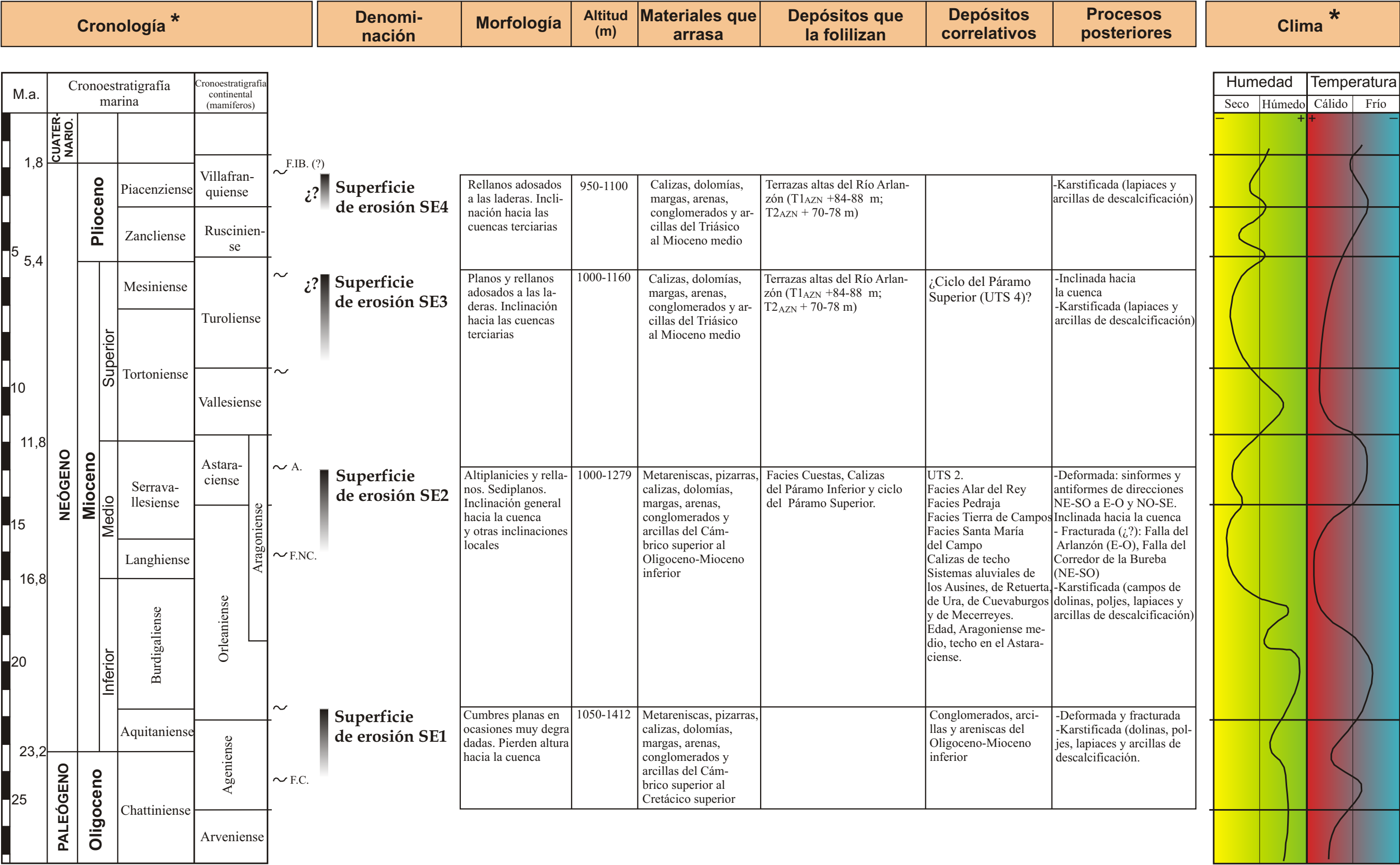


Figura 3.15. Síntesis de las características de las superficies de erosión intraterciarias en el borde norte y noreste de la Cuenca del Duero.

* Las curvas de humedad-temperatura y la cronoestratigrafía, han sido extraídas del trabajo de Calvo *et al.*, (1993), sobre la síntesis estratigráfica e implicaciones paleoclimáticas del Neógeno continental español.
(~) Interrupciones sedimentarias. Fases tectónicas: F.C., Fase Castellana; F.NC., Fase Neocastellana; A., Impulso tectónico detectado en la Sierra de Atapuerca, equiparable a la segunda Fase Stairica; F.IB, Fase Iberomanchega.

variaciones laterales de facies unos de otros. La edad que se propone para estos depósitos, de Aragoniense medio-superior, llega hasta el Astaraciense superior según buena parte de los autores (Pol, 1985; Pineda, 1997a, 1997b, 1997c), pudiendo abarcar incluso parte del Vallesiense inferior según otros (García, 1997; Arce *et al.*, 1997). Aunque en otros trabajos (Calvo *et al.*, 1993), sitúan el límite entre estas facies y las suprayacentes (facies Cuestas/Calizas del Páramo Inferior), en el Astaraciense medio, concretamente entre las zonas locales G y F, según las asociaciones paleontológicas encontradas en los yacimientos de Valladolid-1 y Simancas en la Cuenca del Duero, Paracuellos-5 y Paracuellos-3 en la Cuenca de Madrid y Villanueva de Moruela y Moyuela en la Cuenca del Ebro. El techo de las facies detríticas en cuestión, se situaría por tanto en este límite temporal (Astaraciense medio-superior), y sería correlativo a los últimos momentos de elaboración de la superficie de erosión SE2, cuyo final queda marcado por un evento tectónico detectado en la Sierra de Atapuerca, que habría reactivado el relieve de esta Sierra entre 69 y 74 m. Este evento tectónico sería equivalente a la segunda Fase Stairica y al segundo pulso de la Fase Guadarrama en el Sistema Central (Vicente, 1988; Vicente *et al.*, 1996; Capote *et al.*, 1990).

Según las relaciones descritas en el sector de enlace entre la región nororiental de la Cuenca del Duero y los relieves montañosos de la Cordillera Ibérica y Cordillera Cantábrica, se propone una edad para la elaboración de la superficie de erosión SE2, correlativa con las facies que integran la unidad tectosedimentaria 2 del Neógeno, UTS 2, propuesta por Mediavilla *et al.* (1996), y que está integrada por la facies de Santa María del Campo, Tierra de Campos, Pedraja, Alar del Rey, los sistemas aluviales del borde este de la Cordillera Ibérica y por el nivel de calizas terminales de estos sedimentos, todos ellos coetáneos y variaciones laterales de facies unos de otros. La edad que se propone para estos depósitos, de Aragoniense medio-superior, llega hasta el Astaraciense superior según buena parte de los autores (Pol, 1985; Pineda, 1997a, 1997b, 1997c), pudiendo abarcar incluso parte del Vallesiense inferior según otros (García, 1997; Arce *et al.*, 1997). Aunque en otros trabajos (Calvo *et al.*, 1993), sitúan el límite entre estas facies y las suprayacentes (facies Cuestas/Calizas del Páramo Inferior), en el Astaraciense medio, concretamente entre las zonas locales G y F, según las asociaciones paleontológicas encontradas en los yacimientos de Valladolid-1 y Simancas en la Cuenca del Duero, Paracuellos-5 y Paracuellos-3 en la Cuenca de Madrid y Villanueva de Moruela y Moyuela en la Cuenca del Ebro. El techo de las facies detríticas en cuestión, se situaría por tanto en este límite temporal (Astaraciense medio-superior), y sería correlativo a los últimos momentos de elaboración de la superficie de erosión SE2, cuyo final queda marcado por un evento tectónico detectado en la Sierra de Atapuerca, que habría reactivado el relieve de esta Sierra entre 69 y 74 m. Este evento tectónico sería equivalente a la segunda Fase Stairica y al segundo pulso de la Fase Guadarrama en el Sistema Central (Vicente, 1988; Vicente *et al.*, 1996; Capote *et al.*, 1990).

Por consiguiente, se puede considerar que el periodo de estabilidad tectónica, durante el cual se labró este arrasamiento, comenzaría tras la Fase Neocastellana (Aguirre *et al.*, 1976), patente en la ruptura sedimentaria localizada entre el ciclo Dueñas y las facies detríticas que son correlativas a la superficie SE2, y finalizaría coincidiendo con este episodio tectónico descrito en la Sierra de Atapuerca (Figura 3.15).

El tercer arrasamiento, denominado superficie de erosión SE3, corta a los conglomerados, arcillas y areniscas de edad Oligoceno-Mioceno inferior y a los depósitos de edad Astaraciense (facies Pedraja, facies Santa María del Campo, conglomerados de borde en la Sierra de Ubierna, sistemas aluviales del borde este de la Cordillera Ibérica). Por otra parte, la superficie SE3 se encuentra fosilizada por las terrazas más altas del río Arlanzón (zona de Urrez). Este tercer nivel y sus arrasamientos equivalentes, han sido datados como Plioceno en otras zonas de la Cordillera Ibérica a causa de su relación con los niveles superiores del páramo (Gracia *et al.*, 1988; Gutiérrez-Elorza y Gracia, 1997).

Excepto su posterioridad a los materiales que arrasa, el análisis de esta región no ha aportado datos fehacientes sobre la cronología de esta superficie. Únicamente se han encontrado relaciones de posición, entre las que cabe mencionar la situación altimétrica de la superficie SE3 en los alrededores de Monasterio de Rodilla, que está dentro del mismo orden que el nivel superior del páramo cartografiado en la zona del Puerto de la Brújula, o la reconstrucción estadística del plano de la Superficie Poligénica del Páramo Superior, que se encaja del orden de 6-8 metros en la superficie de erosión SE3 del borde norte de la Sierra de Atapuerca y enrasa con rellanos de esta misma superficie en el extremo sur de la Sierra. El análisis de los perfiles longitudinales de los valles de la Sierra de Atapuerca, también parece indicar que la superficie de erosión SE3 y la Superficie Politécnica del Páramo Superior habrían ocupado una posición morfológica semejante (Apartado 4.2.1.3). Sin embargo, también hay que mencionar que en la zona de Rojas-Santa Casilda se han encontrado relaciones entre esta superficie y niveles calcáreos de la Bureba a los que se les asigna una edad de Mioceno superior (Calizas de los Páramo de Santa Casilda). Estas relaciones con los niveles carbonatados terciarios no se consideran suficientemente decisivas, ya que este tipo de depósitos son facies expansivas en mayor o menor medida, que progradan sobre los bordes de cuenca, de modo que pueden llegar a situarse a nivel de distintas superficies, favorecido por el desarrollo altitudinal desigual que presenta cada superficie a causa de la deformación. Sobre la facies Pedraja, Zazo *et al.* (1983, 1987), describe una superficie con depósitos que en este estudio ha sido asignada a este tercer nivel, pero no se ha podido diferenciar si los depósitos superficiales de gravas silíceas y limos corresponden a la formación de la superficie o es la misma facies Pedraja.

Si como sugieren los indicios y proponen otros autores, este nivel es coetáneo con el ciclo sedimentario del Páramo Superior (UTS 4), la finalización de esta superficie podría establecerse en el Turolense superior (Figura 3.15). Este dato cronológico procede del yacimiento de Tariego de Cerrato, donde la asociación faunística presente en los depósitos detríticos de la UTS 4, indica una de Turolense superior (Santisteban *et al.*, 1997; Pérez *et al.*, 2001).

El último arrasamiento descrito, que se ha denominado superficie de erosión SE4, tampoco ha podido ser situado en un rango cronológico lo suficientemente limitado. Sus relaciones con los sedimentos de la cuenca terciaria son muy similares a la situación descrita para la superficie SE3, de forma que los materiales más modernos a los que arrasa son de edad Oligoceno y Astaraciense, pero no se han observado relaciones de esta superficie con sedimentos coetáneos de la Cuenca del Duero. En la Cubeta de San Pedro, las Calizas del Páramo de Santa Casilda se encuentran a nivel de rellanos erosivos de esta superficie, en situación semejante a las Calizas del Puerto de la Brújula, que están dentro de orden de magnitud del desarrollo altimétrico de la superficie de erosión SE4 al sur de la Sierra de Santa Casilda. En el borde oeste de la Sierra de la Demanda este arrasamiento también parece ocupar posiciones altimétricas semejantes a los planos de la superficie del Páramo Inferior.

Este arrasamiento en la facies Pedraja, presenta la superficie tapizada de gravas silíceas y arcillas que no han podido ser diferenciadas de la propia facies Pedraja. Esta superficie también se encuentra fosilizada por las terrazas del Arlanzón T2_{AZN} (+86 m) y T3_{AZN} (+70-75 m) en la zona de Urrez.

Si consideramos la distribución cronológica observada para las superficies SE1 y SE2, de Oligoceno-Mioceno inferior y Astaraciense respectivamente, y la posible edad de Turolense superior para el tercer arrasamiento, parecería razonable considerar a este cuarto arrasamiento como Plioceno o Plioceno-Cuaternario (Figura 3.15), según se ha propuesto en otras zonas de la Cuenca del Duero y la Cordillera Ibérica por su relación con depósitos aluviales pliocuaternarios (Gladfelter, 1971; Molina y Armenteros, 1984), que equivaldrían a la UTS 5 de Mediavilla *et al.* (1996). En el Sector Central de la Cordillera Ibérica, Gracia *et al.*, (1988), asignan a la superficie de erosión S₄, equivalente a la SE4 de este trabajo, una edad de Villafranchiense medio, por su relación con depósitos de abanicos aluviales modelados en glaciares, que han sido correlacionados con sedimentos de esta edad. Estos depósitos aluviales, comúnmente conocidos como “raña”, también son situados en el Villafranchiense medio en la Cuenca del Tajo (Pérez-González, 1982a; Pérez-González y Gallardo 1987), aunque según el modelo propuesto por Martín-Serrano (1991), conviene manejar estas edades con prudencia, ya que la “raña” sería una unidad morfosedimentaria

diácrona, cuyo emplazamiento es función de la captura remontante de las cuencas interiores a partir de las redes de drenaje atlánticas.

3.1.1.2.3. Procesos posteriores.

Los principales procesos que han afectado a las superficies de erosión y que se encuentran reflejados en las actuales características que presentan estas superficies son los procesos kársticos, que resultan de especial importancia en la formación y degradación de las superficies de erosión desarrolladas sobre rocas carbonatadas, y los procesos de deformación producidos por impulsos o fases tectónicas que habrían modificado la morfología original de las superficies y rejuvenecido el relieve.

3.1.1.2.3.1. Deformación.

En esta región los planos y rellanos que componen los cuatro niveles de arrasamiento presentan pérdidas de altura o inclinaciones. Aunque la dirección de estas inclinaciones tiene una componente general hacia las cuencas terciarias, también se han podido reconocer otras inclinaciones de carácter más localizado. Para realizar el análisis de estas tendencias se ha escogido a la superficie de erosión SE2, puesto que es la superficie que mayor área abarca y la que forma los planos más extensos.

A tal efecto, se ha construido un mapa de isohipsas de esta superficie que engloba el borde SE de la Cordillera Cantábrica, la Sierra de Atapuerca, y los bordes N y E de la Sierra de la Demanda, el extremo oeste del corredor de la Bureba y parte del sector nororiental de la Cuenca del Duero (Figura 3.16). Los datos topográficos utilizados se han extraído del modelo digital de elevaciones MDE20 y de las hojas topográficas 1:50.000, y según su procedencia se pueden dividir en dos tipos:

- Datos procedentes de la cartografía de la superficie de erosión sobre los materiales paleozoicos y mesozoicos.

- Datos procedentes del nivel sedimentario correlativo en los materiales terciarios, como son los sediplanos situados en los bordes de los sistemas alpinos y el contacto geológico entre los materiales detrítico-carbonatados astaracienses (UTS 2) y los depósitos suprayacentes de edad principalmente Vallesiense (UTS 3: facies Cuestas/Calizas del Páramo Inferior).

El método geoestadístico utilizado para la interpolación ha sido el método de *kriging* ordinario, en el que no se han especificado tendencias. El error del modelo, medido sobre la totalidad de la muestra (2638 puntos), es de 0,14 m de error medio y 5,7 m de error cuadrático medio, mientras que la precisión de los datos de partida es de 10 y 20 metros (modelo digital construido a partir de la topografía 1:25.000 y datos de la topografía 1:50.000).

En el mapa morfotectónico de la superficie SE2 se puede observar que el plano muestra un descenso generalizado hacia las cuencas terciarias, pero además, las diferentes curvaturas de las isohipsas indican una serie de deformaciones (Figura 3.16), que generan formas cóncavas (antiformes) y convexas (sinformes) de diferente dirección:

-En el borde este de la Sierra de la Demanda y la Sierra de Atapuerca el plano está deformado generando morfologías sinformes y antiformes, relacionadas con la reactivación de estructuras tectónicas anteriores (anticlinal tumbado de la Sierra de Atapuerca, afloramiento paleozoico de San Adrián de Juarros, sinclinal de Mondúbar de San Cibrián). Estos sinformes y antiformes de la superficie se pueden continuar tanto sobre materiales mesozoicos como en los depósitos terciarios de las zonas más centrales de la cuenca. Mientras que más hacia el sur, el plano de esta superficie forma un antiforme coincidiendo con el anticlinal de Cuevas de San Clemente, al norte la superficie adquiere formas sensiblemente deprimidas, coincidentes con el sinclinal del Sistema de los Ausines (Pol, 1985, García *et al.*, 1997), que están flanqueadas por los antiformes que la superficie forma sobre los materiales mesozoicos de Hontoria de la Cantera y Quintanalara. La dirección de los antiformes y sinformes, que es NO-SE (dirección Ibérica) en las zonas próximas a la Sierra de la Demanda, varía hacia direcciones próximas a E-O (dirección Cantábrica) en posiciones más centrales de la cuenca. Esta variación en la dirección es igual a la dirección que presenta actualmente la Sierra de Atapuerca y sus estructuras tectónicas, de trazado NO-SE en su extremo sur y centro, que cambia a E-O en su extremo norte. Estas inflexiones en la dirección de la Sierra de Atapuerca y detectadas en este trabajo en la deformación de la superficie SE2, junto con la inflexión hacia direcciones NE-SO que presenta el borde sudeste de la Cordillera Cantábrica en la Franja plegada de Rojas-Santa Casilda, son interpretadas por Pineda (1997a), como un posible testimonio de desplazamientos laterales senestrales para una posible fractura de zócalo de tipo Plasencia en el Corredor de la Bureba. Rodríguez *et al.* (1994) proponen un desplazamiento hacia el SE, durante el Neógeno, para la unidad cabalgante de Rojas-Santa Casilda.

-En el borde sudeste de la Cordillera Vasco-Cantábrica destaca el sinforme de dirección NE-SO, que está asociado al flanco sudeste del sinclinorio de Rojas-Santa Casilda, mientras que el flanco noroeste de este sinclinorio ocupa posiciones más deprimidas.

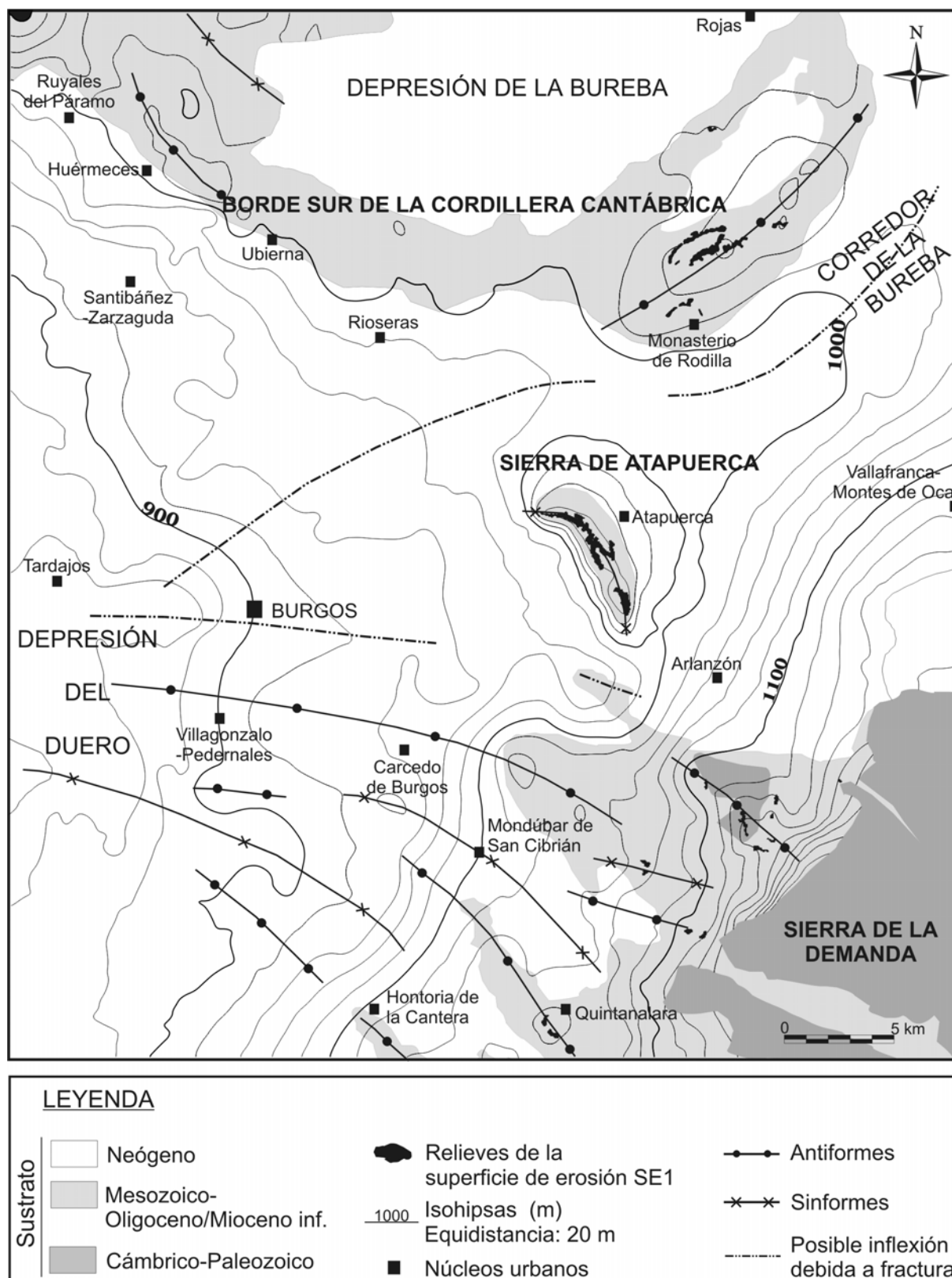


Figura 3.16. Mapa morfotectónico de la superficie de erosión SE2 en el sector nororiental de la Cuenca del Duero.

En las posiciones centrales del borde sudeste de la Cordillera Cantábrica, que coinciden con la denominación de Sierra de Ubierna, la superficie ocupa posiciones más deprimidas que a ambos extremos.

La mayoría de las estructuras encontradas en la deformación de la superficie de erosión SE2 se pueden explicar por reactivación de pliegues tectónicos preexistentes, aunque también cabe mencionar dos posibles casos relacionados con fracturas: el sinforme del Arlanzón (Figura 3.16), que parece estar relacionado con una posible dislocación asociada a la falla de dirección E-O, que controlaría el trazado rectilíneo del río Arlanzón durante buena parte de su curso; y el sinforme del Corredor de la Bureba, que podría estar relacionado con la posible fractura de zócalo del Corredor de la Bureba ya mencionada.

Otra dislocación de las superficies de erosión por fracturas se produce en el Alto de “El Perú”, donde la superficie SE1 está escalonada por efecto de una falla. La mala conservación de esta superficie, puede deberse en parte a que ha sufrido un mayor número de episodios tectónicos y de mayor importancia, entre ellos la fase Neocastellana.

3.1.1.2.3.2. Karstificación.

Una elevada proporción del sustrato sobre el que se desarrollan las superficies de erosión es de composición carbonatada, como son la secuencia carbonatada del Cretácico superior, o las dolomías y carniolas del Triásico superior-Lías. La disolución kárstica de estos materiales tuvo que tener un destacado papel en la formación de las superficies y su posterior degradación, como lo atestiguan las arcillas rojas actualmente sedimentadas en las cuencas terciarias y que, en gran medida, serían el producto de la descalcificación en los macizos carbonatados. La topografía casi llana que caracteriza a grandes extensiones de estos arrasamientos también habría favorecido la acción de los procesos kársticos, ya que durante los periodos de mayor humedad, la permanencia del agua sobre los carbonatos y su infiltración, produciría mayor eficacia de los procesos kársticos frente a los procesos tractivos superficiales causados por la esorrentía.

Actualmente se pueden reconocer diferentes morfologías y procesos kársticos que han afectado a las superficies de erosión. Sobre las formas mejor conservadas de la superficie de erosión SE1, se pueden reconocer dolinas, lapices, arcillas de descalcificación (Sierra de Atapuerca), o incluso la formación de valles de control litoestructural que podrían haber funcionado como *poljes* durante sus estadios iniciales (Figura 3.5, Apartado 3.2.1.2.1). Estas morfologías y procesos kársticos se reconocen con mayor facilidad en los carbonatos arrasados por la superficie de erosión SE2, debido a su mayor extensión y mejor conservación. En los carbonatos que arrasa esta superficie se han desarrollado lapices,

tapices discontinuos de arcillas de descalcificación, dolinas, entre las que destacan los campos de dolinas de la Plataforma Burgalesa (Páramo de Masa), valles de control litoestructural de posible funcionamiento kárstico (Franja plegada de Montorio-Ubierna y Franja plegada de Rojas-Santa Casilda), y los valles fluvio-kársticos del borde oeste de la Sierra de la Demanda.

En el sustrato carbonatado de las superficies de erosión SE3 y SE4 también se encuentran formas de lapiares y arcillas de descalcificación, aunque debido a su menor extensión no se han encontrado formas kársticas mayores.

3.1.1.2.4. Clima.

Las condiciones climáticas de formación de las superficies de erosión han sido interpretadas en la mayoría de los estudios como áridas o semiáridas, atendiendo a las características de las facies terciarias correlativas de las cuencas adyacentes (Schwenzner, 1936; Gladfelter, 1971; Lemartinel, 1985; Molina y Armenteros, 1986; Gracia *et al.*, 1988). En uno de los últimos modelos genéticos propuestos, Gutiérrez-Elorza y Gracia (1997), abogan por unas condiciones generales semiáridas que presentan fluctuaciones de periodos algo más húmedos, durante los cuales los procesos kársticos tendrían mayor incidencia, y periodos secos, caracterizados por el arrastre mecánico hacia las cuencas de los regolitos generados por la descalcificación.

Los medios sedimentarios de los depósitos que se han relacionado en este trabajo con las superficies de erosión SE1 y SE2 son, en ambos casos, de características semejantes. De esta forma, los depósitos de conglomerados y arcillas rojas del Oligoceno-Mioceno inferior relacionados con la superficie de erosión SE1, son facies de borde generadas por coladas de derrubios y coladas de fango (*debris flow* y *mud flow*), con influencias de canales entrelazados (*braided*), que se enmarcan dentro de zonas proximales de abanicos aluviales. En la depresión de la Bureba, donde la red fluvial ha incidido en los términos estratigráficos inferiores, se puede observar como estos conglomerados y arcillas cambian lateralmente a limos y arcillas rojas con canales de areniscas y en menor medida de conglomerados (facies Bureba), que son interpretados como el frente distal de abanicos aluviales húmedos, de canales rectos y cauces *braided*, con abundantes depósitos de desbordamiento y tramos edáficos (Pineda, 1997b).

Por otra parte, los sedimentos terciarios correlativos a la superficie de erosión SE2, son conglomerados y arcillas depositados por coladas de fangos (*debris flow*) y en mucha menor medida por corrientes de agua estacionales. La composición de los conglomerados varía según la área fuente, de forma que en la Formación Alar del Rey, son de composición carbonatada, en la facies Pedraja son de composición silíceo, y en el borde este de la Cordillera Ibérica son de composición mixta. Estas facies presenta rasgos edáficos, como

pueden ser los suelos calcimorfos y costras calcáreas de la facies Alar del Rey o las alteraciones edáficas presentes en la facies Pedraja. Todos estos sistemas de abanicos aluviales varían hacia el centro de la cuenca a facies distales, como son las facies Santa María del Campo o la facies Tierra de Campos, que en general corresponden a llanuras de fangos muy edafizadas, con zonas de encharcamiento, y por la que discurren canales sinuosos de duración efímera (Pineda 1997a, 1997b y 1997c; Portero *et al.*, 1983). El techo de estas unidades detríticas tiene una fuerte edafización o dan paso a un tramo calcáreo de origen lacustre y espesor métrico, como son las calizas terminales con bivalvos (Pineda, 1996), que en el borde oeste de la Sierra de Atapuerca varían hacia la facies de caliza micrítica con nódulos de sílex que forma la Plataforma estructural de Villalval-Rubena.

Ambos medios, pues, corresponden a abanicos aluviales, aunque las facies correlativas a SE2 presentan mayor diversidad de subambientes distales debido a su mayor superficie de afloramiento. Sin embargo, el contexto climático de los conglomerados y arcillas del Oligoceno-Mioceno inferior es interpretado como un medio intertropical húmedo (Pineda, 1997b, 1997c), mientras que la sedimentación de las facies detríticas y el nivel carbonatado de edad Astaraciense, es contextualizada en un clima árido (Portero *et al.*, 1982; Pol y Carballeira, 1983a). La ambigüedad de estos medios sedimentarios como indicadores paleoclimáticos, producida por la dificultad de discernir entre las facies de abanicos aluviales secos y abanicos aluviales húmedos, hace necesario acudir a las asociaciones paleontológicas de los yacimientos terciarios de la Cuenca del Duero y de otras cuencas neógenas de España.

En general, las curvas de temperatura y humedad relativas construidas a partir de la proporción de micromamíferos utilizados como indicadores climáticos (Figura 3.15), muestran durante el final del Oligoceno y el comienzo del Mioceno inferior un clima principalmente cálido con una oscilación hacia temperaturas frías, y condiciones húmedas dominantes con alguna ligera variación (Calvo *et al.*, 1993; López-Martínez *et al.*, 1987; Álvarez, 1987; Daams y van der Meulen, 1984). En otros yacimientos de cronología más antigua, como los situados en la Cuenca de Madrid (Talavera de la Reina), las asociaciones faunísticas encontradas indican un clima árido y abierto durante el tránsito del Oligoceno Inferior al Oligoceno Superior (Sesé y Jiménez-Rodrigo, 2002).

Las interpretaciones paleoclimáticas durante el Aragoniense medio y superior, indican un clima de temperaturas cálidas durante el Aragoniense medio y frías en el Astaraciense, y unas condiciones ambientales muy secas (Calvo *et al.*, 1993; López, 1982, Álvarez *et al.*, 1985), con algún intervalo algo más húmedo (López *et al.*, 1987), que tornaría a condiciones climáticas más húmedas y cálidas en el Vallesiense (Figura 3.15). Estas condiciones, por tanto, indican que durante la formación de la superficie de erosión SE2, el clima dominante era de una elevada aridez relativa y el paisaje correspondía a una estepa muy pobre (Barrón *et*

al., 1996). En el límite con el Vallesiense el clima torna a condiciones más cálidas y húmedas. El gradiente topográfico de los sistemas montañosos podría haber producido un aumento de las precipitaciones en los sistemas de cabecera, tal y como proponen Pol y Carballeira (1983a) y Lemartinel (1985, 1987), que habría desempeñado un importante papel en la disolución química del sustrato carbonatado.

Los últimos datos cronológicos de la base detrítica de la unidad del Páramo Superior (UTS 4), de edad Turolense superior (Pérez *et al.*, 2001), y la posible relación de esta unidad sedimentaria con el arrasamiento SE3, supondría que esta superficie de erosión se habría formado bajo las condiciones ambientales de aridez acusada dominantes en este periodo (Figura 3.15), con una disminución de la temperatura y condiciones algo más húmedas en el límite Turolense-Rusciniense (Calvo *et al.*, 1993; López-Martínez *et al.*, 1987; López, 1989). La posible edad Pliocuaternal para el último arrasamiento (SE4), supondría que la elaboración de esta superficie coincidió igualmente con condiciones ambientales secas y temperaturas ligeramente frías (Figura 3.15).

Por consiguiente, las condiciones ambientales dominantes durante la formación de la superficie de erosión SE2, podría considerarse como áridas, al igual que para las superficies SE3 y SE4, si aceptamos la posición cronológica que sugieren las relaciones morfológicas descritas. Estas condiciones climáticas, de aridez más marcada durante la formación de la superficie de erosión SE2 y SE3, coinciden con las morfológicas características de climas áridos observados para la superficie SE2, que en la Sierra de Lerma presenta formas típicas de pedimento (Figura 3.12). Estas características morfológicas y ambientales están de acuerdo con las implicaciones climáticas de los términos de “pediplano” o “pediplanación” que emplean otros autores para denominar a superficies equivalentes (Schwenzner, 1936; Birot y Solé, 1954; Gladfelter, 1971; Lemartinel, 1985; Molina y Armenteros, 1986; Gracia *et al.*, 1988; Gutiérrez-Elorza y Gracia 1997).

Sin embargo, la superficie de erosión SE1, parece constituir una excepción, ya que atendiendo a las condiciones climáticas deducidas de las asociaciones paleontológicas, el periodo de formación propuesto para la superficie de erosión SE1 estaría caracterizado por unas condiciones ambientales más húmedas que las condiciones propuestas hasta el momento para las superficies equivalentes descritas por otros autores (Gladfelter, 1971; Gracia *et al.*, 1988; Gutiérrez-Elorza y Gracia, 1997). Su formación podría estar más relacionada con procesos de climas templados y húmedos que con procesos de climas áridos, acercándose más a las condiciones climáticas que implica el término “penillanura”, utilizado por algunos autores para denominar a los planos de esta superficie (Solé, 1952). La morfología que conserva esta superficie en la región estudiada, correspondiente a cumbres aplanadas en los relieves residuales no ha permitido precisar más en este aspecto.

3.1.2. SUPERFICIES POLIGÉNICAS SOBRE LOS MATERIALES TERCIARIOS.

La mayor parte de los materiales terciarios continentales que se consideran este trabajo pertenecen a la Cuenca del Duero, aunque también incluye a la zona más occidental del Surco Terciario del Ebro, que conecta con la Cuenca del Duero a través del Corredor de la Bureba (Figura 2.1).

Las formas más representativas reconocibles en estos terrenos son los característicos relieves en graderío, compuestos por planos horizontales o subhorizontales, sucesivamente escalonados, que se han formado a favor de los estratos de buzamiento similar que forman la secuencia neógena.

El análisis de estas morfologías se ha basado en las cartografías geomorfológicas de escala 1:10.000 y 1:25.000 (Apéndice I), en el mapa geológico 1:10.000, e igualmente se ha apoyado en las cartografías geológicas y geomorfológicas ya existentes que han sido elaboradas por los diversos autores que se citan en el texto. También se ha elaborado un mapa geológico escala 1:25.000 (Figura 3.23), en una zona de especial trascendencia durante el Neógeno, como es el enlace entre la Cuenca del Duero y la Depresión de la Bureba.

La construcción de los perfiles geomorfológicos y el análisis altimétrico se ha realizado en gran parte apoyado en los modelos digitales del terreno MDE20 y MDE10.

3.1.2.1. Cuenca del Duero.

La zona estudiada de la Cuenca del Duero corresponde a su sector nororiental, delimitado al norte y al este por los sistemas alpinos. Al oeste y sudoeste se abre hacia las regiones centrales de la Cuenca del Duero, mientras que hacia el noroeste da paso al Corredor de La Bureba, que conectó durante el Mioceno la Cuenca del Duero con la Depresión del Ebro. El límite entre ambas cuencas ha sido habitualmente establecido, de manera informal, en la divisoria hidrográfica de los Montes de Oca.

Aunque existen depósitos paleógenos asociados a los bordes de las cordilleras alpinas, los sedimentos que adquieren mayor extensión superficial son de edad neógena. Sobre ellos se desarrollan las plataformas planas características de la Cuenca del Duero, que articulan el relieve y sirven de nivel de referencia para el comienzo de la incisión de la red fluvial actual. La plataforma superior sobre la que se domina las demás, ha recibido comúnmente el nombre de “páramo”. El carácter geográfico de este término produce que en la zona, además de

aplicarse al relieve de los niveles terciarios, también sea empleado para denominar cualquier zona rasa, yerma y elevada respecto a su entorno visual, independientemente del sustrato, como por ejemplo el “Páramo de Masa”, que se desarrolla sobre materiales mesozoicos.

En los materiales terciarios, el término “páramo”, ha sido utilizado históricamente para denominar al nivel morfológico y a los materiales sobre los cuales se desarrolla. Esta terminología fue inicialmente aplicada por Hernández-Pacheco, E. (1915), para describir el nivel calizo (“calizas del páramo”), que culminaba la secuencia Miocena y sobre el cual se localizaba el páramo. Sin embargo, en el trabajo de Royo y Gómez (1926) en la provincia de Burgos, ya se apuntó la existencia de un segundo nivel, representado por arcillas y calizas pisolíticas que formaban cerros testigos o “verdaderos páramos”, que descansaban sobre las “calizas de los páramos”. Aún así, en las zonas centrales de la Cuenca del Duero se siguió considerando la existencia de un único nivel constante de “calizas del páramo” (Hernández-Pacheco, F., 1930).

En trabajos más modernos volvió a surgir la idea de dos niveles de páramo asociados a dos niveles distintos de calizas, que en algunos estudios se diferenciaron como “Páramo I” y “Páramo II” o con los apelativos de Páramo Inferior y Páramo Superior. Para tratar de eliminar la confusión suscitada alrededor de la terminología de “calizas de los páramos”, Mediavilla y Dabrio (1988, 1989b), realizaron un análisis sedimentológico detallado, en el que diferenciaron cuatro unidades tectosedimentarias (UTS 1, UTS 2, UTS 3 y UTS 4), separadas respectivamente por una discordancia, una discontinuidad y una disconformidad, en donde los niveles carbonatados del techo de la unidad UTS 3 corresponderían a las “calizas de los páramos” o nivel inferior, y los niveles calizos del techo de la unidad 4 equivaldrían al nivel superior.

Su empleo en esta región para designar las altiplanicies de sustrato terciario, aún sigue creando confusión en los trabajos más recientes, ya sea a la hora de establecer asociaciones de las superficies de erosión intraterciarias con los niveles de las “calizas del páramo” (Apartado 3.1.1.1), o bien en relación con la terminología empleada para designar morfologías de génesis similares a la Superficie Multipoligénica del Páramo (Pérez-González, 1979). Esto es, algunos autores denominan como Superficie Poligénica del Páramo a la superficie desarrollada preferentemente sobre las “calizas del páramo inferior” (Pineda, 1997a, 1997b; P. Wouters, en Arce *et al.*, 1997), mientras que también se emplea idéntica terminología para denominar a la superficie que se instala principalmente sobre las “calizas del páramo superior” (García *et al.*, 1997).

En la zona de estudio se han reconocido los dos niveles de páramo, que aparecen asociados a niveles de calizas terciarias con continuidad regional. El nivel superior, que está

desarrollado principalmente sobre las calizas lacustres que culminan la unidad tectosedimentaria 4 (UTS 4), propuesta por Mediavilla y Dabrio (1989a); y el nivel inferior, que se asocia preferentemente a las calizas lacustres con que culminan la facies Cuestas, y se sitúan a techo de la UTS 3 (Mediavilla y Dabrio, 1989a; Mediavilla *et al.*, 1996). En este trabajo se utilizarán respectivamente, los adjetivos “superior” e “inferior” para diferenciar los dos páramos y las calizas terminales que están relacionados con estas dos unidades sedimentarias (UTS4 y UTS3). Los dos niveles de páramo denominados en este trabajo como superior e inferior coinciden, respectivamente, con el Páramo 3 y el Páramo 2 diferenciados en el trabajo de Mediavilla *et al.* (1996).

Además, se han cartografiado otras plataformas estructurales relacionadas con otros depósitos miocenos, que se sitúan claramente en un nivel morfológico distinto de los niveles de páramo. Estas plataformas, en algunos casos tienen una importancia relevante en la génesis y configuración del relieve, como la Plataforma estructural de Villalval-Rubena, mientras que en otros casos se trata de planos o rellanos inconexos y sin continuidad regional.

En este capítulo, también se realizará una breve discusión acerca de los depósitos de gravas silíceas y arcillas que en esta región que han sido comúnmente asignadas a la Unidad morfosedimentaria de la Raña por varios autores.

3.1.2.1.1. Superficie Poligénica del Páramo Superior.

En la mayor parte de la zona de estudio, los retazos conservados del Páramo Superior son de reducida extensión y dan lugar a morfologías de cerros testigo o pequeñas plataformas que destacan del orden de 10-30 m sobre el Páramo Inferior. Sólo en el límite sur de la zona de estudio, el Páramo Superior adquiere mayor desarrollo, formando las extensas planicies comúnmente conocidas como páramos.

Los retazos de Páramo Superior más cercanos a la zona central de estudio, circunscrita a los alrededores de la Sierra de Atapuerca, se localizan al nordeste, cerca del borde de la Franja plegada de Rojas-Santa Casilda, entre el Puerto de la Brújula y Fresno de Rodilla, y entre Carcedo de Burgos y Mondúbar de la Cuesta.

Las calizas que forman las plataformas situadas al sur del puerto de la Brújula fueron asignadas a las Calizas del Páramo Superior por Olivé *et al.* (1990), aunque en trabajos posteriores se interpretaron como las de calizas de bivalvos con que culminan las facies detríticas del astarciense (Pineda, 1996). En la cartografía detallada de estas plataformas que se ha realizado en este trabajo (Apéndice I.1), se han podido diferenciar dos niveles: una

plataforma inferior cuyo plano se sitúa a 1000-1010 m, que es la que tiene mayor representación cartográfica y forma el techo los escarpes que se observan desde la carretera N-I a su paso por el puerto de la Brújula, y un nivel superior, representado por un cerro de morfología cónica, cuya cúspide tiene 1031 m de altura y presenta una acumulación de fragmentos de caliza, posiblemente de origen antrópico. Como se discute más adelante (Apartado 3.1.2.3), la plataforma inferior enlaza con los niveles más próximos del Páramo Inferior, mientras que este cerro ha sido asignado al ciclo sedimentario del Páramo Superior (UTS 4, Figuras 3.5 y 3.23).

Al sur y este de Carcedo de Burgos, el Páramo Superior tiene una mejor representación cartográfica, formado por varias plataformas dispersas desarrolladas en las calizas y calizas margosas, de aspecto arenoso, que están afectadas por procesos erosivos físicos y químicos (García *et al.*, 1997). En un corte este-oeste por su parte más meridional, estas plataformas tienen una altura de 1030 m, que se mantiene más o menos constante entre el plano más oriental y los planos situados a la altura de Mondúbar de la Cuesta, aunque a partir de este punto la altura decrece hasta los 1015 m que presenta en el Altonero de Mondúbar, definiendo en este sector una pendiente hacia el interior de la cuenca del 0,5%. Estos planos también están inclinados hacia el norte, desde los 1030-1031 m que alcanzan en su representación más sureña hasta los 1010-1015 m de las plataformas más septentrionales, con pendientes medias entre 0,47-0,64% (Figura 3.8).

En una posición muy cercana a esta región, localizada en Mondúbar de San Cibrián, el ciclo sedimentario del Páramo Superior se encuentra plegado por un sinclinal de dirección SE-NO, donde los estratos presentan buzamientos de 3-4° (Apéndice I.5).

Los siguientes retazos del Páramos Superior ya se encuentran en posiciones más interiores de la cuenca. En la margen izquierda del río Arlanzón, al sur de Quintanilla de Jomúño, el Páramo Superior está constituido por una plataforma de contorno casi circular con casi 2 km de diámetro, y alturas entre 1040-1050 m. En la margen derecha del valle del río Arlanzón, los retazos del Páramo Superior se encuentran al sudeste de Yudego y al oeste de Iglesias, que se desarrollan a una altura más o menos constante de 1050-1060 m. En esta región, las Calizas del Páramo Superior están formadas por calizas margosas, margas, y calizas dolomíticas, con ooides, intraclastos redondeados, algas y oncoides, que le dan un aspecto pisolítico (Sánchez *et al.*, 1975), y cuyo techo está afectado por procesos de karstificación y formación de suelos rojos (Arce *et al.*, 1997). Estos planos del Páramo Superior destacan del Páramo Inferior del orden de 30 m.

Hacia el sur, en el límite de la zona de estudio, el Páramo Superior está representado por planicies de extensión regional, con alturas que oscilan entre 1000 y 970 m al sur de la

Sierra de Lerma, y cotas de 930-940 m en el páramo de la margen derecha del río Arlanza. En esta zona las Calizas del Páramo Superior son calizas micríticas parcialmente recrystalizadas con restos de gasterópodos que están nodulizadas y brechificadas (Mediavilla y Dabrio, 1988, 1989a; Cabrera *et al*, 1997).

En la región estudiada, las escasas representaciones de la superficie comúnmente conocida como Páramo Superior, están instaladas sobre las calizas que culminan la UTS 4 definida por Mediavilla y Dabrio (1988). Esta superficie, por consiguiente, tiene un marcado control litoestructural en relación con el techo sedimentario de estas calizas, pero sin embargo, en la génesis de la superficie también han influido otros procesos, entre los cuales, los más patentes en esta región son la karstificación (Figura 3.17), los procesos edáficos y los procesos tectónicos, como queda bien patente en el sinclinal de Mondúbar de San Cibrián, o en la inclinación regional de 1,5-2° que muestra de este a oeste.



Figura 3.17. Detalle fotográfico de la karstificación en las Calizas del Páramo Superior. Sur de la Sierra de Lerma.

El carácter poligénico de este tipo de superficies fue definido inicialmente por Pérez-González (1979), sobre los horizontes calizos de los páramos que culminan la sedimentación neógena de la submeseta meridional, señalando que se trata de una superficie multipoligénica que es producto, cuando menos, de dos procesos poligénicos de formación de superficies de erosión-acumulación y un ciclo fluvial intermedio. Algunas de las características que llevaron a definir este carácter poligénico, también se han descrito en la superficie del Páramo Superior de las zonas centrales de la Cuenca del Duero, donde aparecen episodios kársticos y de sedimentación fluvial que finalizan con una costra laminar bandeada que bisela las unidades anteriores (Portero *et al.*, 1982, 1983). El papel de los procesos erosivos en la formación de esta superficie ha sido de especial relevancia, como indican Mediavilla y Dabrio (1989a), quienes señalan que al sur de Palencia, la superficie poligénica puede afectar a los términos inferiores de la serie sedimentaria del Páramo Superior (UTS 4) y también a las calizas del Páramo Inferior (UTS 3).

El desarrollo de la Superficie Poligénica del Páramo Superior se produciría después de la sedimentación de las Calizas del Páramo Superior. Aunque comúnmente la cronología del ciclo sedimentario del Páramo Superior se situaba en un amplio rango temporal, que abarcaba desde el Vallesiense hasta el Plioceno, los últimos datos procedentes del yacimiento de Tariego de Cerrato (Palencia), proporcionan una cronología de Turolense superior (Santisteban *et al.*, 1997; Pérez *et al.*, 2001). Este yacimiento se localiza en términos de llanura de inundación pertenecientes a la base detrítica del ciclo sedimentario del Páramo Superior y se interdigitan con las calizas palustres que forman el techo (Mediavilla y Dabrio, 1989a). Según estos datos, la sedimentación de Calizas del Páramo Superior correspondería al Turolense superior, que marcaría el inicio de la formación de la superficie poligénica.

Como ya se comentó en el Apartado 3.1.1.2.2, esta superficie poligénica formada sobre los depósitos del Páramo Superior ha sido generalmente correlacionada con la formación de la tercera superficie de erosión intraterciaria, denominada SE3 en este trabajo. Aunque en la región estudiada no se han encontrado razones concluyentes en este sentido, cabe tener en consideración las relaciones de posición observadas en el análisis geomorfológico (Apartado 3.1.1.2.2), y en la reconstrucción de paleo-relieves (Apartados 4.2.1.3 y 4.3.2), donde la reconstrucción del plano de la Superficie Poligénica del Páramo Superior enlaza de forma significativa con el arrasamiento SE3 en la Sierra de Atapuerca y el análisis de los perfiles longitudinales de los valles de la Sierra muestra un único nivel de base que coincide en altura con la Superficie Poligénica del Páramo Superior y el arrasamiento SE3 (Apartados 4.2.1.3 y 4.3.2).

3.1.2.1.2. Superficie Poligénica del Páramo Inferior.

La superficie del Páramo Inferior tiene una presencia mayor, ocupando una extensión aproximada de 870 km² (Figura 2.1).

En la zona central del área de estudio, que enmarca a la Sierra de Atapuerca, la mejor representación corresponde a las plataformas del Páramo Inferior localizadas en la margen izquierda del río Arlanzón y en la margen derecha del río Vena. Estas plataformas se forman sobre las Calizas del Páramo Inferior con que culmina la facies Cuestas (UTS 3). Ambos planos adquieren su posición más próxima en Burgos, produciendo un estrechamiento relativo de los valles respecto a aguas arriba.

En la margen izquierda del valle del río Arlanzón (Apéndices I.1 y IV.1, Figura 3.8), estas plataformas tienen una altura que varía entre los 1026 metros que presenta en los alrededores del Alto de Revildago y los 970-980 m que tiene en su extremo oeste, delimitado por los valles del río Arlanzón y del río de Cardeñadizo. En la distribución altimétrica de esta plataforma, los alrededores del Alto de Revildago, representan un resalte topográfico positivo que sobrepasa los 1020 m. En posiciones más alejadas de esta localización la altura decae, en especial hacia el oeste, de modo que al sur de Castrillo del Val, la altura de este plano desciende hasta los 995 m. Estos planos se encuentran entre 10 y 25 m por debajo de los retazos de Páramo Superior situado en las cercanías de Carcedo de Burgos. Hacia el oeste la superficie del Páramo Inferior entra en contacto a 1010-1015 m con los conglomerados, arcillas y areniscas del Oligoceno-Mioceno inferior, que afloran adosadas al borde mesozoico de la Sierra de la Demanda (Apéndices I.1 y IV.1).

En las plataformas de la margen derecha del valle del río Vena, la cota del Páramo Inferior es menor, presentando una dispersión altimétrica que oscila entre los 995 m al oeste, y los 960 m al norte de Burgos, o los 950-955 que alcanza en alguno de sus bordes que vierten al valle del Arlanzón; aunque en general estos planos se desarrollan a alturas de 975-980 m (Apéndices I.1 y IV.1). Desde su parte central hacia el SO el descenso de estos planos se realiza con pendientes de 0,8-1%.

Otro retazo del Páramo Inferior localizado en el sector central de estudio que adquiere especial importancia, se encuentra en el flanco este de la Sierra de Atapuerca en contacto con los conglomerados, arcillas y areniscas de edad Oligoceno-Mioceno inferior que bordean de modo discontinuo la Sierra (Figura 3.18). En esta localización el Páramo Inferior tiene alturas

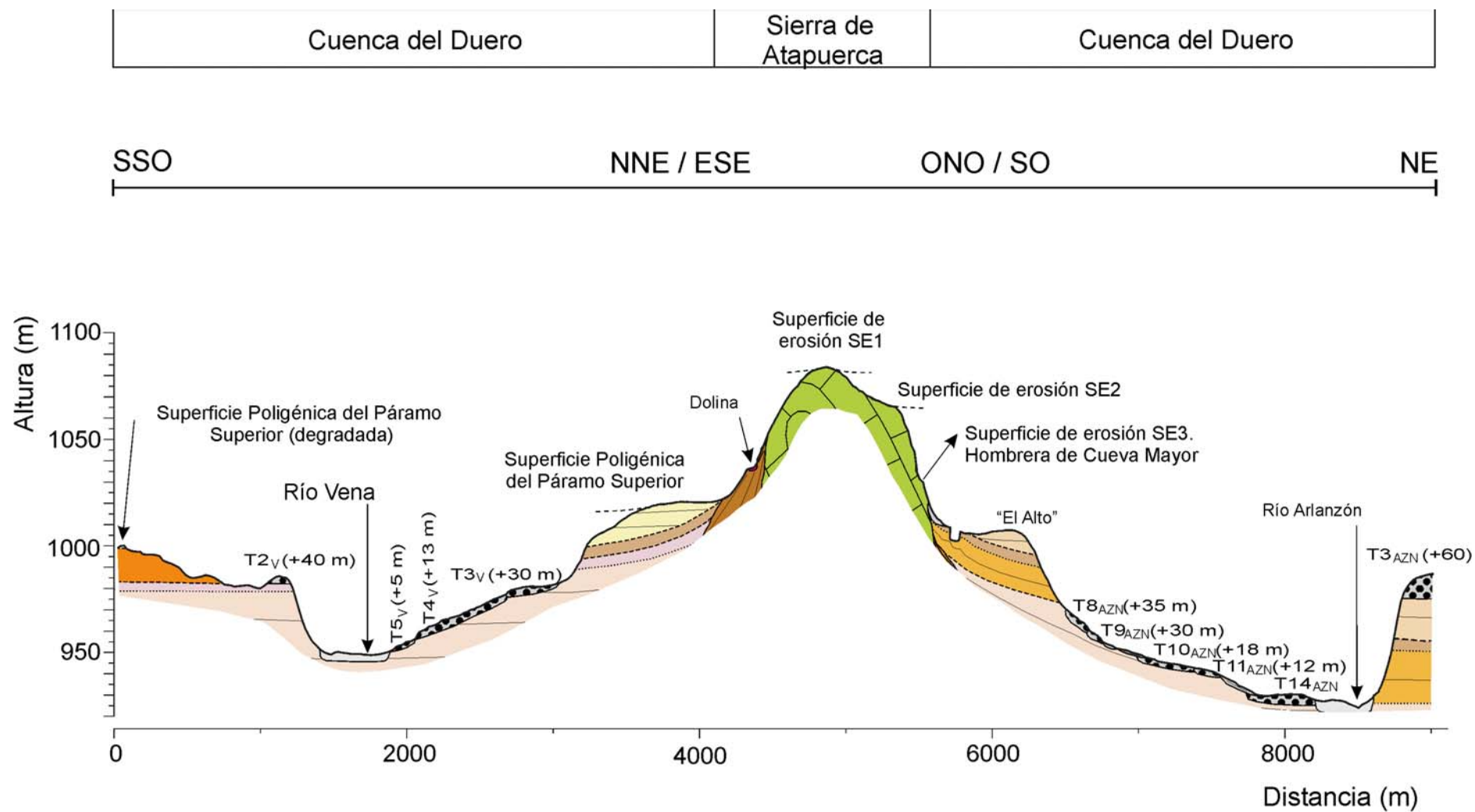


Figura 3.18. Perfil geomorfológico transversal de la Sierra de Atapuerca y los valles de los río Arlanzón y Vena.
Para consultar la leyenda ver el Apéndice II.

de 1015-1024 m, que descienden hasta los 1005-1000 m en los bordes más degradados. En el contacto con la Sierra de Atapuerca el Páramo Inferior tiene alturas de 1020-1024 m.

El Alto de Carritapuerca (1000 m), situado al norte de Agés, y el cerro localizado en el paraje del Cerrajón (999 m), ubicado al norte de Atapuerca en la margen derecha del río Vena, también se encuentran a nivel del Páramo Inferior, aunque en estas localizaciones la presencia de las Calizas del Páramo Inferior es prácticamente inexistente (Apéndices I.1 y I.2).

Ya fuera del sector central de estudio, los retazos de Páramo Inferior de la margen derecha del río Vena se pueden continuar, con alturas que rondan los 995-1000 m, hasta el Puerto de la Brújula. A partir de la continuación lateral de este nivel, la plataforma del Puerto de la Brújula que alcanza mayores dimensiones y forma el borde de los escarpes visibles desde la N-I/A-I, ha sido correlacionada con la superficie del Páramo Inferior (Figura 3.8, Figura 3.23, Apartado 3.1.2.3), localizándose a alturas de 1000-1010 m.

En la margen derecha del río Ubierna y a ambos márgenes del río Úrbel se desarrollan amplias plataformas de la superficie del Páramo Inferior, que se extienden desde el borde de la Cordillera Cantábrica y se continúan a lo largo de la margen derecha del valle del río Arlanzón hasta su confluencia con el río Arlanza, prolongándose aún más hacia el sur, donde forman la margen derecha del valle del río Pisuegra en las zonas centrales de la Cuenca del Duero. En el borde con la Cordillera Cantábrica, estos planos del Páramo Inferior alcanzan alturas de 1020 m, que pierden corta hacia el sur con inclinaciones de 1-0,7 %. En zonas más interiores de la cuenca, se puede observar con claridad que estos planos (930 m), están por debajo del Páramo Superior (950-955 m).

A lo largo de la margen izquierda del valle del río Arlanzón, aguas abajo de Burgos, también se pueden observar planos del Páramo Inferior, que alcanzan alturas de 900 m al sur de Buniel y Cayuela, 910 m al nordeste de Pampliega y los 900 m antes de la confluencia con el río Arlanza. Estos últimos planos tienen su continuación en la margen derecha del valle del río Arlanza, donde presentan alturas de 900-910 m y conectan con la superficie del Páramo Inferior de las zonas centrales de la cuenca.

En esta región, la superficie del Páramo Inferior se desarrolla con preferencia sobre los niveles de calizas, calizas margosas y margas, que históricamente han recibido el nombre de “calizas del páramo”, y posteriormente fueron adjetivadas como “calizas inferiores del páramo”, “calizas del páramo inferior”, o “calizas del páramo I”, para diferenciarlas de las calizas del nivel superior. Los niveles carbonatados de las Calizas del Páramo Inferior, suelen ser horizontales o subhorizontales, aunque también se encuentran deformadas, con

buzamientos en torno a los 4° en el sinclinal de dirección SE-NO situado en Mondúbar de San Cibrián, o pliegues menores, como en las proximidades de Citores del Páramo (Royo y Gómez, 1926).

A estos niveles calizos, se les asigna una edad Vallesiense inferior o Vallesiense (Pineda, 1997a; García *et al.*, 1997, Arce *et al.*, 1997; Cabrera *et al.*, 1997), por criterios de correlación con zonas centrales de la Cuenca del Duero, donde se localizan yacimientos vallesienses incluidos en los sedimentos infrayacentes (López *et al.*, 1986), o con el yacimiento también vallesiense de los Valles de Fuentidueña (Alberdi *et al.*, 1981), que se situaría en los sedimentos suprayacentes según Armenteros (1986).

Los depósitos carbonatados de las Calizas del Páramo Inferior forman el techo de la facies Cuestas, y por tanto, de igual forma culminan la UTS 3 definida por Mediavilla y Dabrio (1988, 1989b). Sin embargo, en la margen derecha del río Vena y hacia el oeste, la facies Cuestas va perdiendo espesor hasta llegar a desaparecer, de modo que las Calizas del Páramo Inferior se apoyan directamente sobre las facies detríticas del Astaraciense (Figura 3.22), por lo que se trata de un nivel que progresa hacia los bordes de la cuenca.

Apoyado en las Calizas del Páramo Inferior yace el ciclo detrítico-carbonatado del Páramo Superior. En el contacto entre ambos, las Calizas del Páramo Inferior se encuentran afectadas por una superficie de karstificación representada por huecos de disolución rellenos con arcillas de descalcificación (Mediavilla y Dabrio, 1989b). En otras zonas de la Cuenca del Duero (norte de Valladolid), también se han descrito grietas rellenas con “terra rossa”, brechificaciones y costras clásticas rojas con perforaciones sobre las Calizas del Páramo Inferior, antes de los depósitos del ciclo del Páramo Superior (Portero *et al.*, 1982, 1983). En el Páramo del Monte de Torozos, Pérez-González (1982b), define a la superficie del Páramo Inferior, como una superficie de erosión-acumulación con rellenos de “terra rossa”, alteraciones, regueras con arenas limosas, edafizaciones y costras.

Acorde con estas ideas, en esta región, los distintos autores describen a la superficie del Páramo Inferior afectada por variados procesos, como karstificación, alteración, acumulación y otros procesos erosivos (Pineda, 1997a, 1997b, 1997c; P. Wouters, en Arce *et al.*, 1997), hecho que utilizan para denominar esta superficie como Superficie Poligénica del Páramo, utilizando las ideas propuestas originalmente por Pérez-González (1979), para los horizontes calizos de los páramos de la submeseta meridional.

Sin embargo, en otros estudios (P. Cabra, en García *et al.*, 1997), se diferencia claramente la Superficie del Páramo Superior, a la que también se denomina Superficie Poligénica del Páramo en consonancia con su carácter culminante de la serie neógena, de la

Superficie del Páramo Inferior, a la cual se le asigna una cronología pliopleistocena en función de su desarrollo sobre términos estratigráficos inferiores a las Calizas del Páramo Inferior, su inclinación hacia los valles y a la presencia de un suelo menos evolucionado sobre la superficie del Páramo Inferior que en la superficie del Páramo Superior.

En este trabajo, se ha diferenciado netamente la superficie del Páramo Inferior de la superficie del Páramo Superior, encajándose la primera en la segunda del orden de 10-30 m, hecho que denota que se trata de superficies distintas desarrolladas en diferentes espacios temporales, y puesto que es el ciclo sedimentario del Páramo Superior, y no el del Páramo Inferior, el que representa el final de la sedimentación neógena (exceptuando la “raña”), la superficie del Páramo Inferior tendrá que ser posterior a la superficie del Páramo Superior. Entre las características significativas que se han observado en la superficie del Páramo Inferior hay que destacar la presencia de procesos y formas kársticas (arcillas de descalcificación, lapiaces, dolinas), y su inclinación o pérdida de altura en sus bordes hacia los valles. En la reconstrucción estadística que se ha realizado de esta superficie (Apartado 4.3.1), se puede observar que la prolongación de las tendencias de este plano forma depresiones o paleovalles que coinciden en sus trazos generales con tramos de los valles actuales y que podrían ser sus precursores.

También se han observado niveles morfológicos asignables al Páramo Inferior, que están formados por cerros y altos mal conservados, que apenas si conservan restos de las Calizas del Páramo Superior, aunque sin embargo, las formas más representativas, extensas y mejor conservadas están formadas sobre las Calizas del Páramo Inferior. Por ello, se considera que en la formación de la superficie del Páramo Inferior, el nivel sedimentario de las Calizas del Páramo Inferior habría desempeñado un control muy importante. La sedimentación de las Calizas del Páramo Inferior durante el Vallesiense, daría como resultado una superficie sedimentaria, que debido al carácter extensivo de estos sedimentos y las fases tectónicas anteriores, podría situarse a nivel o incluso fosilizar al arrasamiento SE2. Después de la sedimentación esta superficie sufrió procesos de erosión y acumulación que formarían las disoluciones kársticas, las arcillas de descalcificación y las costras clásticas perforadas descritas en el contacto de estas calizas con el ciclo sedimentario del Páramo Superior (Portero *et al.*, 1982, 1983; Mediavilla y Dabrio, 1989b). Posteriormente, esta superficie habría sido fosilizada por el ciclo sedimentario del Páramo Superior en prácticamente toda la región, según muestran las diferencias de altura que presentan ambos planos en la zona de estudio. Durante los procesos erosivos acaecidos tras el desarrollo de la Superficie Poligénica del Páramo Superior, el control litoestructural que ejercen las Calizas del Páramo Inferior habría supuesto una influencia importante durante la formación de una nueva superficie, pero aún así los procesos erosivos producirían una importante reelaboración de la superficie fosilizada, viéndose afectada de nuevo por procesos kársticos y otros procesos erosivos, que

rebajarían diferencialmente el espesor de estas calizas, dejando espesores muy desiguales o incluso llegando a desaparecer en diversos puntos donde actualmente la superficie se desarrolla sobre los términos sedimentarios inferiores. Estos procesos erosivos serían los responsables de la configuración final de esta superficie. Por tanto, también se puede considerar a esta superficie como el resultado de un desarrollo poligénico, pero diferenciada claramente de la Superficie Poligénica del Páramo Superior, ya que esta última se localiza en un nivel morfológico y un intervalo temporal distinto. Siguiendo estas ideas, en este trabajo se la ha denominado Superficie Poligénica del Páramo Inferior.

Puesto que la morfología reconstruida de la Superficie Poligénica del Páramo Inferior muestra los primeros indicios de los valles actuales, su edad de elaboración podría corresponder a una etapa relacionada con la formación inicial de los valles fluviales cuaternarios, por lo que podría sugerirse una edad para esta superficie de Plioceno superior o comienzos del Pleistoceno Inferior. Esta edad de desarrollo del Páramo Inferior también fue propuesta por P. Cabra (en García *et al.*, 1997), y coincide con la situación descrita por Molina y Armenteros (1986), quienes observan un arrasamiento pliopleistoceno, equiparable a la superficie D de Galdfelter (1971), que se desarrolla sobre las calizas vallesienses y presenta depósitos arenosos y arcillosos asociados a huecos kársticos. Estos autores señalan que esta superficie pliopleistocena es un tránsito gradual y sin rupturas, de abanicos pliocuaternarios que cortan a una superficie de erosión superior, la cual sería equivalente a la Superficie Poligénica del Páramo Superior y la superficie de erosión C de Galdfelter (1971).

Relaciones semejantes también son propuestas por Olivé *et al.*, (1982) y Portero *et al.*, (1983), que en un corte transversal N-S desde la Cordillera Cantábrica a las zonas centrales de la Cuenca Terciaria del Duero, relacionan la Raña de Guardo con el plano del Páramo Inferior karstificado.

Atendiendo a los datos y apoyado con las relaciones propuestas por estos autores, la Superficie Poligénica del Páramo Inferior se correlacionaría con la superficie de erosión SE4 que se ha descrito en este trabajo, aunque el escaso desarrollo de este arrasamiento en la región, no ha permitido encontrar relaciones suficientemente contrastadas que permitan asentar tal relación, tan sólo mencionar que ambos planos ocupan el mismo nivel en la Cubeta de San Pedro y presentan un desarrollo altimétrico semejante al sur de la Sierra de Santa Casilda y en el borde oeste de la Sierra de la Demanda. En el análisis de los perfiles longitudinales de los valles de la Sierra de Atapuerca, se ha diferenciado un único nivel de base a cotas de 1010-1025 m que podría corresponder a ambas superficies (Apartados 4.2.1.3 y 4.3.1).

3.1.2.1.3. Plataformas estructurales.

En la zona central de estudio, también se han cartografiado diferentes plataformas estructurales sobre los materiales miocenos que ocupan una extensión considerable y representan una unidad morfológica importante en el paisaje actual de esta región. Además, también existen rellanos que adquieren un desarrollo más puntual y sin continuidad regional.

Las plataformas estructurales son la Plataforma estructural de Villalval-Rubena, formada en las calizas astaracienses, y la plataforma estructural desarrollada principalmente sobre las calizas terminales de Dueñas, que se encuentra entre las poblaciones de Río seco, Temiño, Quintanapalla y Barrios de Colina.

3.1.2.1.3.1. Plataforma estructural de Villalval-Rubena.

La Plataforma de Villalval-Rubena, se localiza en el borde de la Sierra de Atapuerca. Está presente en ambos flancos de la Sierra, pero sin embargo, su mejor representación está en el flanco oeste, en los alrededores de la población de Villalval.

Esta plataforma estructural está formada fundamentalmente sobre las calizas de espesor métrico con que culminan de manera discontinua los sedimentos detríticos del Mioceno medio (facies Tierra de Campos, facies Santa María del Campo, facies Alar del Rey). Se trata de calizas lacustres, ricas en gasterópodos y bivalvos, que en esta zona presenta facies micríticas con oquedades y nódulos de sílex de tamaño considerable (0,5-1 m). La edad de estas calizas, en función de criterios de correlación regional, es Astaraciense-Astaraciense superior (Pineda, 1997a).

Al oeste de la Sierra de Atapuerca, esta plataforma limita al este con la propia Sierra, al oeste con el trazado de la actual A-I, mientras que hacia el norte se extiende hasta el valle del río Vena, donde se encuentra la población de Rubena, y hacia el sur hasta el valle del río Arlanzón, donde está fosilizada por las terrazas (Apéndices I.1 y I.2). Los valles principales que inciden esta plataforma son el río Pico y sus tributarios, afluentes todos ellos del río Arlanzón.

En la zona delimitada, la Plataforma de Villalval-Rubena, presenta diferencias de alturas de 85 m en una distancia de 6 km, entre su extremo E en contacto con la Sierra de Atapuerca, donde presenta 1030 m, y su extremo oeste que tiene 945 m de altura. Una buena

parte de esta diferencia altitudinal se produce junto a la Sierra de Atapuerca, donde la plataforma pierde una altura de 55 m (1030-975 m) en 1000 m. Esta variación en la altura se debe a que, en contacto con la Sierra de Atapuerca, los materiales sobre los que se desarrolla la plataforma y la propia plataforma se encuentran inclinados ascendentemente. Los buzamientos de las calizas oscilan entre los 7-5° en contacto con la Sierra, 2-3° en posiciones algo más alejadas, y horizontales o subhorizontales en posiciones ya más lejanas. El sentido de buzamiento es hacia el oeste en esta zona (Figura 3.18).

En el flanco este de la Sierra de Atapuerca, esta plataforma esta muy poco representada. Forma planos de menor desarrollo al oeste de Zaldueño, que varían desde los 995 en el borde del valle del arroyo Chorruea, y los 1025 m que presentan en el contacto con los conglomerados, arcillas y areniscas del Oligoceno-Mioceno inferior de la Sierra de Atapuerca. Aunque estos planos están bastante degradados también se puede observar su inclinación, con buzamientos de los estratos de calizas entre 3 y 5 ° hacia el este.

Como ya se mostró en el Apartado 3.1.1.2.2.2, la prolongación del plano que forma esta plataforma de calizas astaracienses, realizada por medio de métodos estadísticos de regresiones polinómicas de segundo grado, enlaza de forma muy representativa con la superficie de erosión SE2 de la Sierra de Atapuerca (Figura 3.6), del mismo modo que ocurre con depósitos detríticos de edad semejante en los bordes analizados de la Cordillera Vasco-Cantábrica y la Cordillera Ibérica. Por ello, se relaciona temporalmente la superficie de erosión SE2 con el techo sedimentario de estas calizas, conservado en gran medida en la Plataforma de Villalval-Rubena, debido al importante control litológico que ejercieron las calizas durante la formación de la plataforma estructural. Siguiendo estas correlaciones, en la cartografía geomorfológica ha sido reflejada como el sediplano correlativo de la superficie de erosión SE2 (Apéndice I.1).

Aunque en el resto de áreas la plataforma está asociada a las capas de las calizas astaracienses, en la trinchera del ferrocarril abandonado que atraviesa esta plataforma cerca de los yacimientos paleoantropológicos de la Sierra de Atapuerca, se puede observar como el plano de la plataforma cercena a las capas plegadas de las calizas y de las arenas y arcillas infrayacentes pertenecientes a la facies Tierra de Campos (Figura 3.20). Los procesos erosivos responsables de la exhumación de esta superficie y su reelaboración estarían relacionados con las primeras etapas fluviales o anterior, ya que actualmente las terrazas más altas del valle del río Arlanzón ($T2_{AZN}$, +84-88 m; $T3_{AZN}$, +70-78 m), se encuentran apoyadas sobre las calizas astaracienses.

En las calizas astaracienses de esta plataforma se han reconocido algunas morfologías exokársticas, como dolinas de disolución, pero la escasa potencia de estas calizas no han permitido grandes desarrollos de estas formas.

3.1.2.1.3.2. Plataforma estructural sobre las calizas terminales de la facies Dueñas.

Esta plataforma, que está situada aproximadamente en el área que delimitan las poblaciones de Ríostras, Temiño, Quintanapalla y Fresno de Rodilla, representa una buena parte de la divisoria hidrográfica entre el río Vena, el río Ríostras y el río Cerrata o de la Pedraja (Apéndices I.1, I.3.2, I.3.3, IV.2.A y IV.2.B, Figura 3.23). El río Vena y el río Ríostras pertenecen a la red de drenaje del río Arlanzón (Cuenca Hidrográfica del Duero), mientras que el río Cerrata o de la Pedraja desagua al río Oca, perteneciente a la Cuenca Hidrográfica del Ebro.

Las alturas de esta plataforma son de 910 metros al sur de Ríostras, que van aumentando hacia el oeste, con 950-960 m al norte de Quintanapalla, 960 al norte de Temiño y Robledo-Temiño, 980-975 m en los alrededores de Fresno de Rodilla o 980 en el entorno de Barrios de Colina.

Esta plataforma se ha formado fundamentalmente a favor de las calizas terminales de la facies Dueñas, las cuales están formadas por bancos calcáreos de 10 a 25 cm con intercalaciones de margas, que hacia el nordeste ganan en potencia por amalgamación de niveles métricos de calizas con estromatolitos. A techo de estas calizas ha sido descrito un paleokarst intramioceno, con arcillas de neoformación y granos detríticos de cuarzo que alcanzan un desarrollo vertical métrico (Pineda, 1997a).

Al noroeste de Quintanapalla, apoyadas en estas calizas también se pueden encontrar facies detríticas del Mioceno medio, que en la mayoría de los casos no producen un resalte topográfico respecto a la plataforma de calizas.

Una buena parte de la erosión que ha labrado esta plataforma podría haberse producido por la erosión fluvial asociado al de nivel de terraza de +50 m del río Vena, ya que la altura relativa de la plataforma respecto al río Vena presenta valores similares (Apartado 3.3.5 y 4.2.1.1).

3.1.2.1.3.3. Otros planos estructurales.

En la región analizada también se ha reflejado en la cartografía otros niveles estructurales de menor entidad que aparecen asociados a diversas litologías y no presentan continuidad regional. Los rellanos o planos estructurales se encuentran sobre estratos horizontales o subhorizontales de calizas, calizas margosas, yesos o niveles de conglomerados cementados.

Entre estos planos estructurales cabe destacar el plano estructural de “El Alto”, localizado al norte de Ibeas de Juarros junto al borde oeste de la Sierra de Atapuerca (Apéndices I.1 y IV.1, Figura 3.18). Este plano presenta una superficie degradada con pequeñas lomas cuyas cotas topográficas varían entre 1006 m y 1009 m. Este desarrollo altimétrico está encajado del orden de 10 m en los niveles más próximos del Páramo Inferior, que están localizados en la margen izquierda del río Arlanzón al este de Castrillo del Val (1010-1026 m), y al oeste de Zaldueño en el flanco este de Sierra de Atapuerca, donde alcanza 1020-1015 m.

En su extremo E, el plano estructural de “El Alto” se sitúa entre 15-20 m por encima de la Plataforma estructural de Villalval-Rubena, mientras que en su extremo oeste casi llega a enrasar con esta plataforma. Entre ambos extremos se puede observar como las calizas astaracienses que forman la plataforma estructural de Villalval-Rubena, se sitúan por debajo de este alto, dando un resalte topográfico en la ladera.

Esta distribución y la litología que aflora, compuesta por calizas, calizas margosas y margas en estratos horizontales, ha hecho que en el mapa geológico el sustrato de este plano y sus laderas adyacentes se asignen a la facies Cuestas. Anteriormente, en la cartografía geológica elaborada por Pineda (1997a), estaba representado como las calizas astaracienses, a las que se asignaba un espesor decamétrico. En la facies Cuestas también se pueden observar otros rellanos estructurales repartidos por la zona de estudio.

3.1.2.1.4. Unidad morfosedimentaria de la Raña.

En estudios anteriores que se ocupaban de esta misma región total o parcialmente, los distintos autores han descrito planos con depósitos de gravas silíceas y arcillas que por su posición elevada fueron asignadas a depósitos de “raña”. Por contra, el análisis morfológico realizado en este trabajo ha arrojado que la posición y características de estos depósitos no corresponden a unidades morfosedimentarias de tipo “raña”, sino que se enmarcan con claridad dentro de la secuencia de terrazas producto de la evolución fluvial cuaternaria, o bien

corresponden a depósitos terrígenos del Mioceno medio. Sólo en la zona de confluencia Arlanza-Arlanzón, se localizan depósitos fluviales sobre las Calizas del Páramo Inferior, que podrían ser correlativos a los depósitos de “raña” (Mediavilla *et al.*, 1996), aunque ocupan una posición según la cual también podrían corresponder a la base detrítica del ciclo sedimentario del Páramo Superior (UTS 4).

En el borde nordeste de la Sierra de la Demanda, Boquera *et al.* (1978b), cartografían y describen “rañas y arcillas”, que se localizan en la margen derecha del tramo alto del río Arlanzón, a la altura del embalse de Uzquiza, y en la margen izquierda de este mismo río, en el tramo delimitado por las poblaciones de Villasur de Herreros y Arlanzón. Sin embargo, los depósitos de limos y gravas de la margen derecha corresponden a la facies miocena de Pedraja, hecho ya reflejado por Olivé *et al.* (1990), mientras que los depósitos de la margen izquierda, pertenecen a una secuencia de terrazas perfectamente definida y escalonada. De estas terrazas, la que forma la plataforma más extensa, que se prolonga hasta casi San Millán de Juarros, también fue considerada como “raña” en los trabajos de Zazo *et al.* (1983, 1987). No obstante, esta plataforma, que tiene alturas respecto al río Arlanzón de +70-78 m, se encuentra encajada en un nivel superior que se localiza al sur de Urrez (+ 86 m), al sur de Cardeñuela-río Pico, en el alto de Escampa Colina (+ 84 m), y al sur de Cardeñajimeno, en el cerro de Doradillo (+ 88 m). Estos niveles a su vez todavía se encuentran encajados en una terraza más antigua, conservada al noroeste de Castrillo del Val, en el paraje conocido como el alto de las Coloradas (+ 92-93 m), y al Sur de Burgos, donde está a +95-97 m por encima del cauce del río Arlanzón. Esta disposición indica que se trata de una secuencia escalonada de terrazas fluviales (Apartado 3.3.2.1), inclusive el plano del alto de Escampa Colina, que también fue cartografiado como “raña” por Pineda (1997a). Una secuencia de terrazas semejante ha sido descrita en el valle del río Arlanza, donde aún se han cartografiado terrazas más antiguas que superan los 100 m de altura relativa respecto al cauce (Apartado 3.3.1.4).

En el borde oeste de la Sierra de la Demanda, se ha cartografiado un nivel morfológico representado por diversos planos formados por depósitos de gravas silíceas y arcillas, los cuales se encuentran a nivel de la superficie de erosión SE2 en los alrededores de Santa María de Bujedo y entre Quintanalará y Hontoria de la Cantera (Apéndice I.4, Figura 3.8 y 3.9). Al suroeste de Santa María de Bujedo, estos sedimentos fueron interpretados como “raña” por Boquera *et al.*, (1978b). Entre Quintanalará y Hontoria de la Cantera, los depósitos que forman el plano son fundamentalmente gravas y arenas silíceas de tonos blanquecinos, sin apenas arcillas, pero también se observan con frecuencia cantos calizos, bloques de calizas y bloques irregulares de conglomerados cementados que pueden estar formados por clastos calizos, o por clastos carbonatados y silíceos envueltos en una matriz arenosa de tonos blancos y composición silícea. Las características de estos depósitos son muy semejantes a los

depósitos terciarios del Sistema aluvial de los Ausines, que proceden de la erosión de la secuencia carbonatada del Cretácico superior y de las facies siliciclásticas del Albiense (Formación Utrillas) que afloran en el extremo norte del Anticlinal de Cuevas de San Clemente. Esta similitud induce a pensar que, tanto en esta localización descrita, donde ya fue cartografiada como depósitos miocenos por Gutiérrez, (1964, 1969) y García *et al.* (1997), como en las otras de posición similar, se trate de facies canalizadas de los sistemas aluviales miocenos, en vez de depósitos de tipo “raña”.

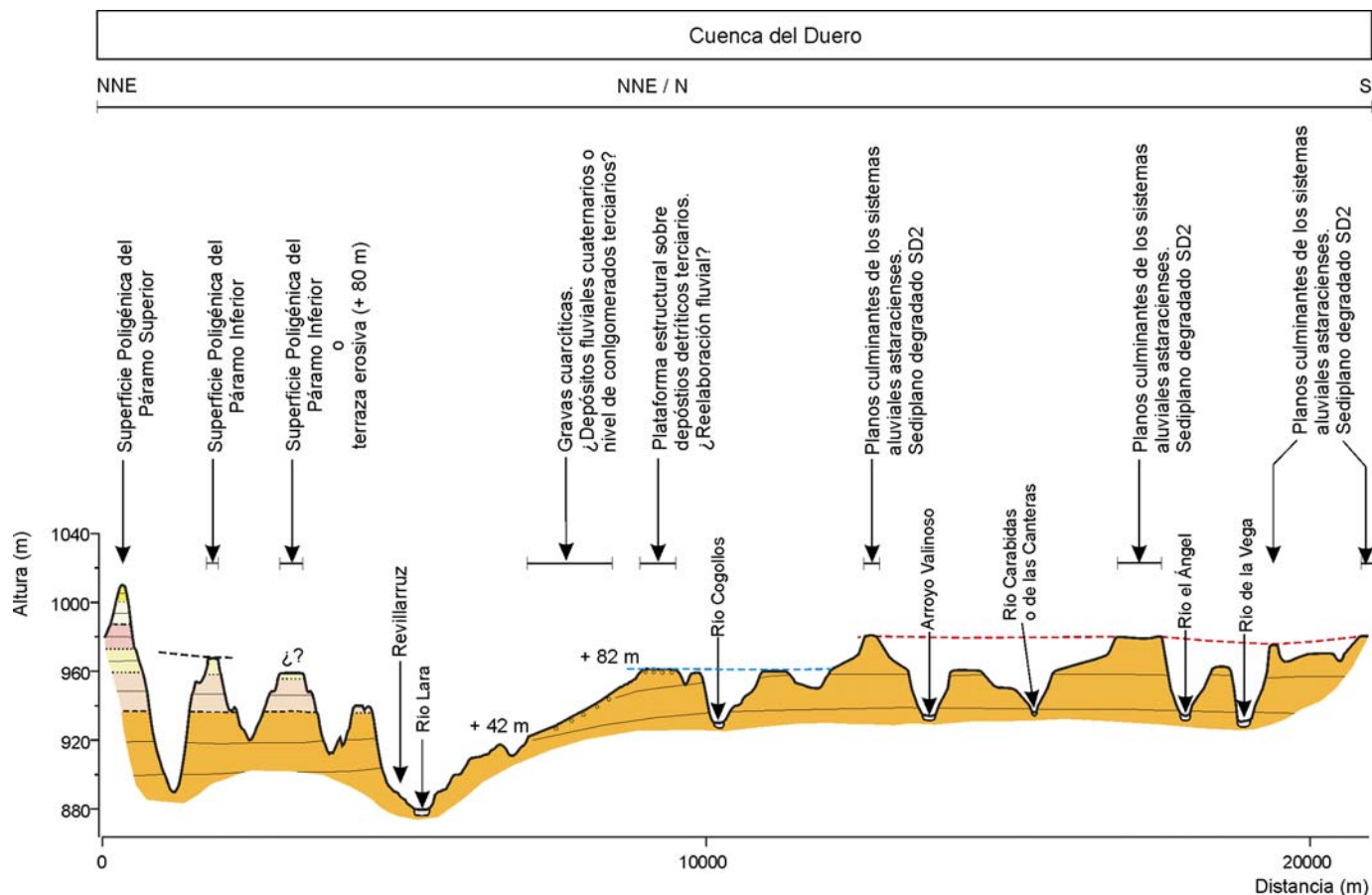


Figura 3.19. Perfil geomorfológico desde los materiales terciarios anexos a la Sierra de las Mamblas, hasta los niveles calizos del páramo. Para consultar la leyenda ver el Apéndice II.

Al oeste de Hontoria de la Cantera, se ha cartografiado un plano con sedimentos silíceos (gravas y arenas), que fue interpretado como “raña” por García *et al.* (1997). Este plano (Apéndice I.5, Figura 3.19), además de sobre estos depósitos siliciclásticos, también se desarrolla sobre materiales limosos y detríticos carbonatados claramente miocenos, por lo que podría corresponder igualmente a depósitos de canal del Sistema aluvial de los Ausines. Aún así, en caso de haber sufrido una reelaboración posterior, este sería imputable a la acción

fluvial cuaternaria, puesto que este plano no se encuentra en la posición culminante que comúnmente se asocia a la “raña” (Martín-Serrano, 1988, 1991); por el contrario, se encuentra encajado del orden de 70 m en la Superficie Poligénica del Páramo Superior y unos 8-12 metros en la Superficie Poligénica del Páramo Inferior, ambas localizadas al norte; y alrededor de 25 m en los planos culminantes de los sistemas aluviales astaracienses localizados al sur en el borde oeste de la Sierra de las Mamblas (Figura 3.19). Además, este plano tiene una altura relativa respecto al cauce del río Lara de +82 m, que coincidiría con el desarrollo altimétrico de una de las terrazas fluviales del río Arlanzón y del río Arlanza, que se localiza a + 84-88 m respecto al cauce. Atendiendo a las relaciones expuestas, este nivel podría haber sido removido por la acción fluvial durante esa fase de aterrazamiento, aunque como ya se ha mencionado, los depósitos son muy similares a las plataformas estructurales conservadas en los conglomerados siliciclásticos de las facies canalizadas los sistemas aluviales del Mioceno medio, al igual que sucede con otros depósitos situados hacia el oeste y suroeste, que también han sido cartografiados como “raña” por (García *et al.*, 1997).

Al sudeste de Santa María del Campo, Zazo y Goy, en Núñez *et al.*, (1975a), y Zazo y Goy (1977) cartografían depósitos de “raña”, compuestos por gravas cuarcíticas de 4 cm de tamaño medio, redondeadas y envueltas en una matriz arenosa. Estos depósitos se apoyan discordantemente sobre las Calizas del Páramo Inferior y forman un plano a 920 m de altura media (Figura 3.34). En estas zonas interiores de la cuenca y por su posición relativa respecto a los niveles del Páramo Superior, localizados en la margen derecha del río Arlanzón y del río Cogollos a 1050-1060 m de altura, indican que se podría tratar de la base detrítica fluvial del ciclo sedimentario del Páramo Superior, aunque Mediavilla *et al.*, (1996), proponen que son depósitos fluviales correlativos a la unidad de la “raña” desarrollada en las zonas de borde de la cuenca. No obstante, los depósitos de conglomerados y arcillas que se sitúan junto a la Sierra de las Mamblas, y que hubiera sido la correlación más probable para estos depósitos fluviales, en este trabajo han sido interpretados como sedimentos de los sistemas aluviales astaracienses.

En la zona de enlace de esta sierra con los materiales terciarios, se desarrollan depósitos de sistemas aluviales que están en conexión con los materiales mesozoicos y que han sufrido diversas interpretaciones. Inicialmente, San Miguel de la Cámara (1953), los consideró como sedimentos miocenos, al igual que posteriormente Pol (1982, 1983b, 1985), quién los consideró como sistemas aluviales del Astaraciense que en posiciones interiores de cuenca cambiaban lateralmente a la facies Santa María del Campo. Con posterioridad, en la cartografía que presentan Pol y Carballeira (1986), quedan reflejados como sedimentos del Plioceno-Cuaternario, que se apoyan en discordancia erosiva sobre sedimentos aluviales infrayacentes en discordancia progresiva (Oligoceno-Mioceno inferior). Basados en esta última interpretación, fueron asignados a sedimentos de la UTS 5 por Santisteban *et al.* (1996)

y Mediavilla *et al.* (1996) y depósitos de tipo “raña” por Cabrera *et al.* (1997). Cabe destacar que, con anterioridad a estos últimos trabajos, en la síntesis sobre la morfología de la Depresión del Duero (Pérez-González, Martín-Serrano y Pol, 1994), se menciona que la pendiente media de las plataformas estructurales culminantes de depósitos catalogados como miocenos, coinciden con la pendiente deposicional de los sistemas aluviales responsables de los citados depósitos.

En este trabajo, según su morfología, que no corresponde a un plano continuo, sino que se trata de planos escalonados en más de un nivel; según la facies, que son conglomerados (silíceos y carbonatados), areniscas y fangos procedentes, en gran medida, del mesozoico de la Ibérica; y según su enlace con la superficie de erosión SE2, también observada para depósitos semejantes del Mioceno medio en localizaciones contiguas (Sierra de Lerma, Revilla del Campo, Apartados 3.1.1.2.4 y 3.1.1.2.6); se considera que estos depósitos no son la unidad de la “raña” sino los sistemas aluviales astaracienses, como interpretó Pol (1982, 1983b, 1985) y quedó reflejado en Pérez-González *et al.* (1994), que dan lugar a varios planos escalonados, de forma que los planos culminantes corresponden al techo sedimentario degradado de los sistemas aluviales y los planos inferiores han sido reflejados en la cartografía como plataformas estructurales (Figura 3.10, 3.11, 3.19, Apéndice I.5), aunque en ciertos casos se desarrollan en un nivel bastante continuo (990-920 m), por lo que su formación podría corresponder a los eventos erosivos de las superficies SE3 o SE4, o incluso a niveles relacionados con las etapas de incisión fluvial (Figura 3.19). Sin embargo no se han encontrado criterios suficientes para poder reflejar estas posibilidades.

Según lo expuesto, en esta región no se han encontrado depósitos que correspondan con claridad a la Unidad morfosedimentaria de la Raña.

3.1.2.1.5. Relación de los materiales terciarios y sus morfologías con la Sierra de Atapuerca.

Como se ha venido describiendo y se apuntó en el Apartado 3.1.1.2.2.2, las relaciones geométricas de los depósitos terciarios y sus plataformas, con respecto a los materiales mesozoicos y del Oligoceno-Mioceno inferior que forman la Sierra de Atapuerca, son distintas a lo largo de la serie del Mioceno medio-superior.

En el desmonte de la trinchera del ferrocarril abandonado a su paso por los materiales terciarios en el flanco oeste de la Sierra de Atapuerca se pueden observar pliegues y fracturas, en los que están involucrados las calizas y facies detríticas infrayacentes (facies Tierra de Campos). El coluvionamiento actual de estos cortes no permite observar con claridad la estructura plegada (Figura 3.20), pero eran bien patentes tras la construcción de la trinchera, como demuestran las fotos de los pliegues de las “arcillas y arenas tortonienses” mostradas en el trabajo de Royo y Gómez (1926).

A parte de este estilo de deformación, las capas de las calizas terminales que culminan localmente los sedimentos detríticos astaracienses, así como la plataforma a la que dan lugar, se encuentran inclinadas ascendentemente en su contacto con los flancos este y oeste de la Sierra de Atapuerca del orden de 3-7°. La cartografía de facies infrayacentes, como la facies Tierra de Campos, las margas y arcillas de la facies Dueñas o de sus calizas terminales, también es consecuente con esta disposición (Figura 3.18).

Esta deformación, sin embargo, ya no se observa en los sedimentos que se encuentran estratigráficamente por encima de las calizas astaracienses. La ausencia de deformación se puede observar en las margas y calizas margosas de la facies Cuestas situadas en el plano de “El Alto”, o en las Calizas del Páramo Inferior situadas en el flanco este de la Sierra de Atapuerca (Figura 3.21); ambas en posición horizontal y, por tanto, discordantes sobre las facies inferiores (Figura 3.18, Apéndices I.1 y I.2).

Aunque no se ha podido apreciar en los afloramientos de campo, los contactos cartográficos en esta zona indican que las facies posteriores a la deformación no son erosivas sobre las facies anteriores, de forma que en posiciones más interiores de la cuenca, donde la deformación ya no es patente, la serie completa se muestra paralela, aunque a techo de las facies astaracienses (Tierras de Campos, Santa María del Campo) siguen observándose discontinuidades sedimentarias y formación de suelos que indican una interrupción en la sedimentación (Figura 3.22) (Portero *et al.*, 1982; Pozo *et al.*, 1984; Mediavilla y Dabrio, 1986, 1988, 1989b). Se trataría pues de un concepto similar a la discordancia atenuada

propuesta por Riba (1989); con la salvedad que en esta zona no se observa una cicatriz erosiva.

Esta disposición situaría el impulso tectónico responsable de la deformación en el límite temporal entre el final de la sedimentación de las calizas astaracienses y en comienzo de la deposición de la facies Cuestas, para la que se manejan edades de Astaraciense superior-Vallesiense inferior (Calvo *et al.*, 1993; García *et al.*, 1997; Pineda 1997a). Este impulso tectónico produjo una reactivación del relieve en la Sierra de Atapuerca que ha sido estimado entre 69 y 74 m (Apartado 3.1.1.2.2.2). Según esta cronología, el pulso tectónico se correlacionaría con la segunda Fase Stairica y el segundo impulso de la Fase Guadarrama (Vicente, 1988; Capote *et al.*, 1990; Calvo *et al.*, 1993).

3.1.2.2. Depresión de la Bureba.

La zona analizada de la Depresión de la Bureba, corresponde a la zona más occidental del Corredor de la Bureba, en conexión con la Cuenca del Duero, a la región situada en contacto con la Sierra de Ubierna y la Sierra de Santa Casilda o del Buezo, y a la Cubeta de San Pedro, ubicada en el sinclinorio de la Franja plegada de Rojas-Santa Casilda.

En estas áreas (Apéndice I.3), las plataformas más destacables se encuentran sobre la facies Gris-Blanca, sobre niveles de calizas margosas de la facies Cerezo. Ante la ausencia de asociaciones paleontológicas determinantes en estas facies, su asignación cronológica ha estado determinada por su correlación con las facies de la Cuenca del Duero. Las distintas interpretaciones realizadas hasta el momento arrojan edades muy dispares. De este modo, la edad de la facies Cerezo ha sido considerada como Orleaniense por Portero *et al.* (1979) y Portero y Ramírez (1979), del Orleaniense-Vallesiense por Olivé *et al.* (1990) y Ageniense-Orleaniense por Pineda (1996). Por su parte, la cronología de la Facies Gris-Blanca según Portero *et al.*, (1979), abarca el Mioceno medio y el superior, según Olivé *et al.* (1990), facies equivalentes serían del Astaraciense-Vallesiense, y para Pineda (1996, 1997b) serían del Orleaniense.

Los materiales del Puerto de la Brújula fueron equiparados al ciclo sedimentario del Páramo Superior de la Cuenca del Duero por Olivé *et al.* (1990), mientras que Pineda (1996) los sitúa en el Astaraciense, equivalentes a las calizas terminales de las facies detríticas del Mioceno medio de la Cuenca del Duero (facies Santa María del Campo, facies Tierra de Campos).

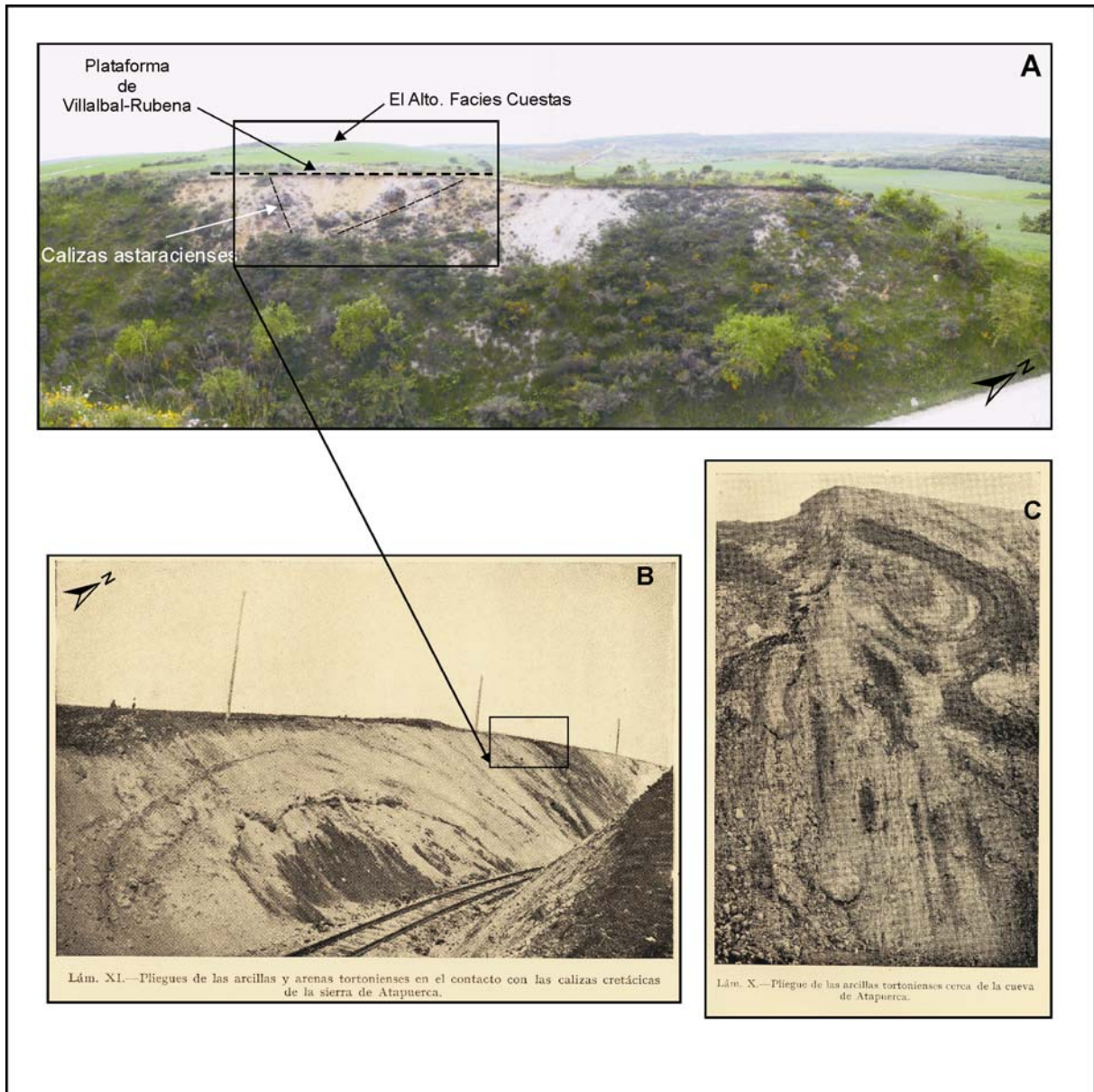


Figura 3.20. Detalle fotográfico de las estructuras plegadas que se observan en la actualidad en el desmonte de la trinchera del ferrocarril abandonado: A), en la actualidad, que se encuentra el desmonte coluvionado. B y C) tras la construcción de la trinchera, con el desmonte reciente (fotos extraídas del trabajo de Royo y Gómez, 1926).

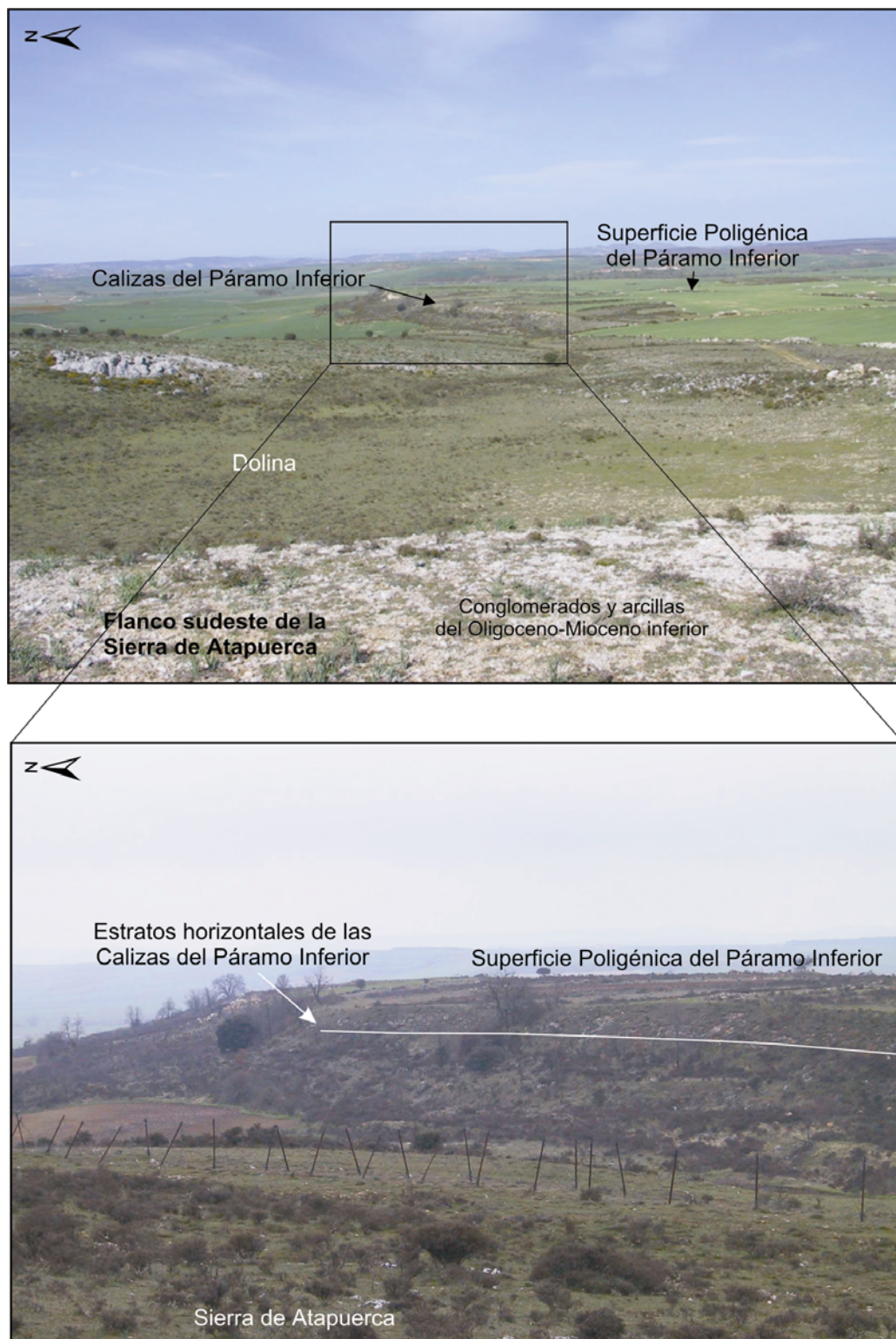


Figura 3.21. Superficie Poligénica del Páramo Inferior desarrollada sobre los estratos horizontales de las Calizas del Páramo Inferior, que entran en contacto con los conglomerados del Oligoceno-Mioceno inferior en el flanco sudeste de la Sierra de Atapuerca.

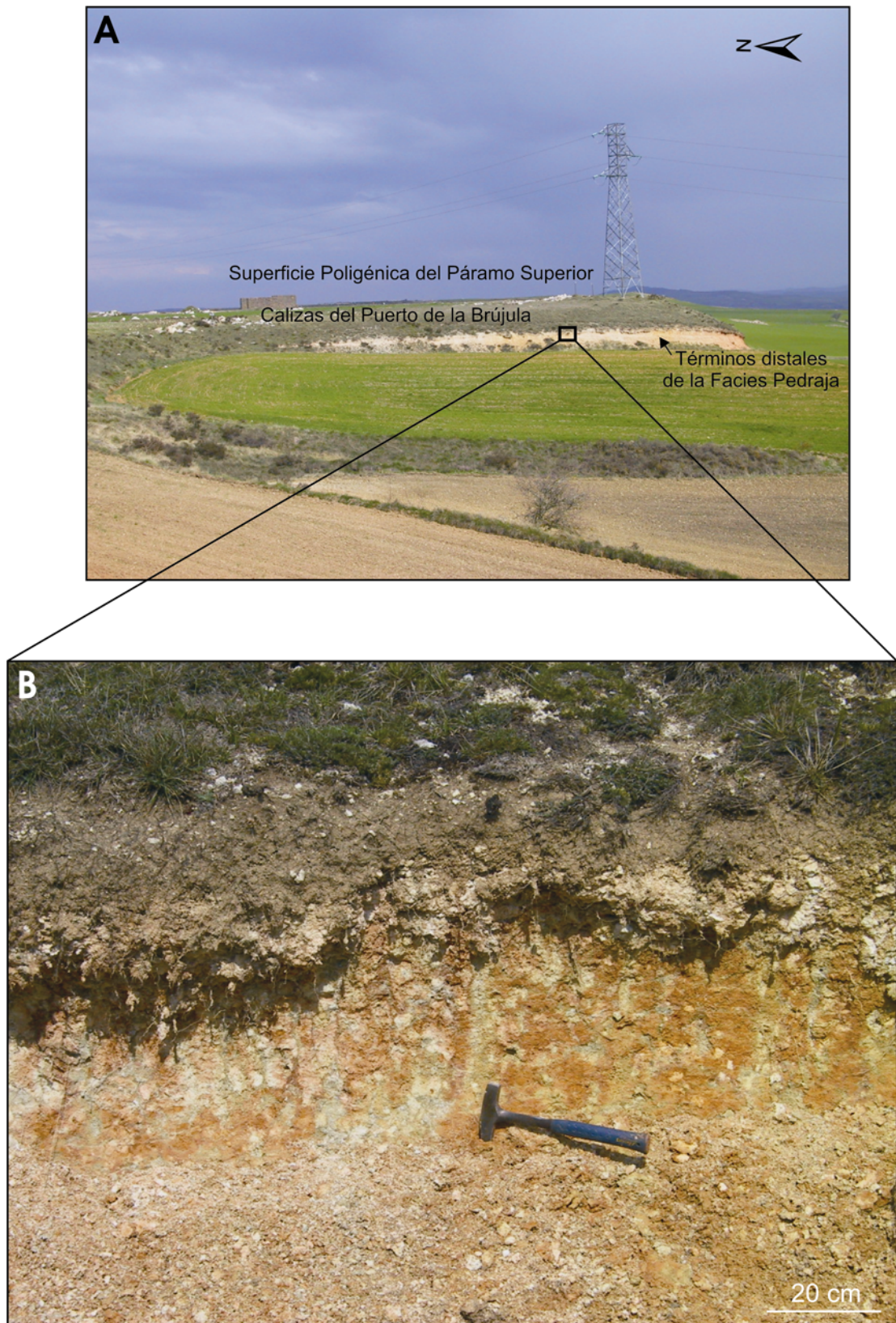


Figura 3.22. Contacto de las Calizas del Puerto de la Brújula con los materiales detríticos infrayacentes, correspondientes a depósitos distales de la facies Pedraja, que están compuestos por limos bioturbados y afectados por los procesos edáficos.

En este trabajo se ha realizado una nueva propuesta cronológica basada en la correlación cartográfica de los niveles morfológicos y unidades litológicas presentes en la Depresión de la Bureba y en la Cuenca del Duero. Esta correlación y las edades propuestas se discute en el apartado siguiente (Apartado 3.1.2.3).

En el extremo occidental del Corredor de la Bureba, las morfologías dominantes sobre la facies Cerezo están representadas por rellanos o escalones en posiciones intermedias de ladera, que están localizados al norte y al sur de Villaescusa la Sombria y Arraya de Oca. Estos resaltes presentan alturas de 980 metros y enlazan lateralmente con las plataformas asociadas a las calizas terminales de Dueñas. Sobre los materiales que forman estos resaltes se apoya la facies de Pedraja.

Las plataformas asociadas a las calizas de la facies Gris-Blanca son más abundantes. Se desarrollan sobre las calizas culminantes de esta facies, también denominadas como Calizas de los Páramos de Santa Casilda (Riba *et al.*, 1983), y en la zona analizada alcanzan su mayor extensión en la Cubeta de San Pedro, donde tienen una altura de 1000 m, que coincide con la altura de rellanos labrados en los materiales mesozoicos que se han interpretado como retazos de la superficie de erosión SE4. En el flanco norte de la Franja de Rojas-Santa Casilda, al sur de Rublacedo de Abajo, se encuentra una plataforma a 1022 m que está a nivel y adyacente a la superficie de erosión SE3. Al nordeste de Tobas y Rahedo también destaca una plataforma a 990 m de altura cuyo sustrato son las calizas y margocalizas de la facies Gris-Blanca.

En el Corredor de la Bureba se localizan planos estructurales sobre estas facies que están apoyados en las laderas de los materiales mesozoicos, a cotas de 950-975 m. El plano más representativo sobre depósitos equivalentes (Apartado 3.1.2.3), está localizado al este de Santa María del Invierno en el paraje conocido como Hoyales o el Llano de San Martín. La altura media de esta altiplanicie formada sobre calizas y calizas margosas es de 1010 m.

Los niveles sobre términos estratigráficos más modernos que la facies Gris-Blanca/Calizas del Páramo de Santa Casilda, son el cerro del Puerto de la Brújula (1031 m), que se han interpretado como el ciclo del Páramo Superior, como se discute en el siguiente apartado.

3.1.2.3. Conexión de la Cuenca del Duero con la Depresión de la Bureba durante el Neógeno.

El límite entre las depresiones terciarias del Duero y de la Bureba, con frecuencia se hace coincidir de manera artificial con la divisoria hidrográfica entre la Cuenca del Duero y la Cuenca del Ebro. En la zona de estudio, este límite hidrográfico se localiza al este de la Sierra de Atapuerca, y corresponde a las divisorias de aguas del río Arlanzón, el río Vena y el río Ríostras respecto al río Oca y sus afluentes (río Cerrada o de la Pedraja). Los materiales y morfologías que forman estas divisorias, son la facies Pedraja y sus planos en la divisoria entre el río Arlanzón y el río Oca, y los niveles de calizas y sus plataformas estructurales de génesis poligénica, para la divisoria del río Vena y río Ríostras respecto al río Cerrada. Precisamente, la correlación de estos niveles sedimentarios y sus plataformas hacia ambas cuencas, ha representado el método más utilizado para determinar la conexión durante el Neógeno entre ambas depresiones, ante la ausencia de datos paleontológicos concluyentes en las facies de la Bureba. En esta correlación, las denominadas como Calizas del Puerto de la Brújula, que se encuentran justo en la divisoria hidrográfica, han desempeñado un destacado papel, ya que se consideran los niveles superiores de la sedimentación en la Depresión de la Bureba, y su posición respecto a los niveles de la Cuenca del Duero se ha utilizado para definir el final de la sedimentación durante el Neógeno en la Depresión de la Bureba y también, en gran media, para asignar cronologías relativas al resto de facies de la Bureba.

Estas calizas fueron relacionadas con las Calizas del Páramo Superior, mientras que los términos detríticos infrayacentes, equivalentes laterales de la facies Pedraja, fueron interpretados como la base detrítica del ciclo sedimentario del Páramo Superior (Olivé *et al.*, 1990). Estas ideas seguían la misma línea que los trabajos de Riba *et al.* (1983) y Pol y Carballeira (1983a), en los que se consideraba que la facies Gris-Blanca y las Calizas de los Páramos de Santa Casilda de la Depresión de la Bureba, eran equivalentes al Mioceno superior de la Cuenca del Duero, representado por las facies Cuestas/Calizas del Páramo Inferior. A su vez también consideraron que las calizas del Páramo de Santa Casilda ocupaban una posición estratigráfica inferior a las Calizas del Puerto de la Brújula (Olivé *et al.*, 1990).

No obstante, en un estudio más reciente (Pineda, 1996), se correlacionó cartográficamente la facies Cerezo con la facies Villatoro, la Facies Gris-Blanca con la facies Dueñas, la facies Pedraja con las facies Tierra de Campos y a las Calizas del Puerto de la Brújula con las calizas de techo de la facies Tierra de Campos. Esta propuesta implicaba que el episodio final de sedimentación en la Depresión de la Bureba, representado por las Calizas del Puerto de la Brújula, habría acaecido en el Astaraciense, edad asumida para las calizas de techo de la facies Tierra de Campos. Esta cronología era bastante más antigua que en las

interpretaciones anteriores, que situaban el final de la sedimentación en el Vallesiense-Plioceno.

En este estudio, se ha realizado una nueva propuesta de correlación basada en la cartografía geológica de las litologías y en la cartografía y correlación geomorfológica de los niveles de “páramo” desde la Cuenca del Duero hacia la Depresión de la Bureba (Figura 3.23). Estos trabajos han permitido establecer con detalle las correlaciones de los niveles y facies ya descritos por los distintos autores, además de identificar un nuevo nivel morfosedimentario en el Puerto de la Brújula.

Los planos más occidentales del puerto de la Brújula, situados al oeste de la N-I/A-I, se localizan a 990-1000 m y se desarrollan sobre calizas lacustres que se apoyan sobre la facies Tierra de Campos. Según esta disposición, Pineda (1996), consideró que este nivel de calizas correspondía a las calizas de techo de la facies Tierra de Campos, equiparando esta unidad con las Calizas del Puerto de la Brújula.

Estas interpretaciones, sin embargo, fueron contradichas en la cartografía 1:50.000 de la hoja de Burgos (200), realizadas por Pineda (1997a), puesto que se consideró que el nivel calcáreo que formaba estos planos (990-1000 m), correspondía a las Calizas del Páramo Inferior, las cuales eran expansivas sobre el resto de facies, mientras que la Facies Cuestas llegaban desaparecer por adelgazamiento, poniendo en contacto las Calizas del Páramo Inferior con la facies Tierra de Campos. Esta nueva correlación modificaba, por tanto, la asignación de las Calizas del Puerto de la Brújula e invalidaba gran parte de las conclusiones del enlace entre la Cuenca del Duero y la Cuenca del Ebro, establecidas en el trabajo anterior de Pineda (1996).

En este trabajo, las relaciones morfológicas y cartográficas establecidas para estos niveles de calizas y sus altiplanos (Figura 3.23), están de acuerdo con las ideas implícitas en la cartografía de Pineda (1997a). Esto es, se considera que los altiplanos del Puerto de la Brújula, corresponden a la Superficie Poligénica del Páramo Inferior, y por consiguiente, que las Calizas del Puerto de la Brújula son equivalentes a las Calizas del Páramo Inferior. Como se puede observar en los cortes de la Figura 3.23, estos altiplanos están en el mismo nivel morfológico que las planicies de la Superficie Poligénica del Páramo Inferior situadas al noroeste de Rubena, donde tienen una cota de 995 m. De igual modo, también se puede establecer la continuidad de las Calizas del Páramo Inferior, mientras que la facies Cuestas y las calizas astaracienses se acunían y desaparece hacia el este, como se ha observado en otras localizaciones situadas al este de la Sierra de Atapuerca.

A la hora de establecer esta correlación también se ha tenido en cuenta el desarrollo morfológico de los planos formados sobre Calizas del Páramo Inferior y sobre las calizas de techo de la facies Tierra de Campos. Mientras en toda la zona la Superficie Poligénica del Páramo Inferior se desarrolla sobre las Calizas del Páramo Inferior formando altiplanos como los descritos; la única plataforma que se ha observado en todo el área analizada sobre las calizas de techo de la facies Tierra de Campos, es la plataforma de Villalval-Rubena, que se desarrolla en un nivel morfológico inferior.

Esta correlación también supone que la facies Pedraja, que se sitúa estratigráficamente por debajo de las Calizas del Puerto de la Brújula (Figura 3.22), serían equivalentes laterales de la facies Tierra de Campos. Ambas facies, se apoyan respectivamente sobre las facies Dueñas y la facies Cerezo.

En las cartografías y cortes que se han realizado ha sido reconocido un nivel más moderno no descrito por el resto de autores. Este nuevo nivel, que se eleva sobre la plataforma del Puerto de la Brújula, está constituido por un cerro de morfología cónica, que culmina a 1031 m de altura. Debido a la cobertura vegetal no se han podido observar afloramientos en este cerro, siendo observables únicamente una acumulación antrópica de fragmentos de calizas en su cumbre. Este cerro, y algún resalte topográfico más en la plataforma de las Calizas del Puerto de la Brújula (Figura 3.23, Apéndices I.3.2, I.3.3 y IV.2.A), han sido asignados al ciclo sedimentario del Páramo superior, y la cima del cerro, a la Superficie Poligénica del Páramo Superior.

Hacia el este, en el Corredor de la Bureba, se ha establecido la continuidad lateral de la plataforma desarrollada sobre las calizas terminales de la facies Dueñas, representada en el Corredor de la Bureba por resaltes en las laderas y rellanos asociadas a los niveles carbonatados, a veces discontinuos, que suelen culminar la facies Cerezo (Anadón, 1994; Pineda 1996), y sobre los cuales se apoya la facies Pedraja (Figura 3.23). De igual modo, el nivel morfológico y litológico de las Calizas del Puerto de la Brújula tienen continuidad hacia el este en las calizas que forman las altiplanicies de los Hoyales y el Llano de San Martín (1010-1014 m), localizados al este de Santa María del Invierno. Estas calizas corresponden a las Calizas del Páramo de Santa Casilda, con las que culminan la facies Gris-Blanca. Sin embargo bajo estas calizas, no se han encontrado los mismos materiales detríticos que aparecen bajo las Calizas del Puerto de la Brújula, sino una alternancia de arcillas y margas de tonos blancos, con intercalaciones de bancos decimétricos de calizas, y alguna intercalación centimétrica de areniscas. Estas facies parecen corresponder con la facies Gris-Blanca, que en esta localización entraría en contacto con la facies Cerezo. Al sur, en los cerros localizados al norte de Cerratón de Juarros, por debajo de depósitos similares a los asignados para la Facies Gris-Blanca, se desarrollan los términos distales de la facies Pedraja, formados por limos

ocres muy edafizados con gravas siliciclásticas y algún nivel de caliza, que a su vez se apoyan sobre los yesos y margas de la facies Cerezo.

Estas nuevas correlaciones cartográficas equipararían a las Calizas del Páramo Inferior con las Calizas del Páramo de Santa Casilda, a la facies Cuestas con la facies Gris Blanca, y a la facies Dueñas/Villatoro con la facies Cerezo. La correlación propuesta está recogida en la leyenda del mapa geológico (Figura 3.23). Las cronologías y rupturas sedimentarias corresponden a las admitidas hasta la fecha para las facies de la Cuenca del Duero.

Esta correlación, indica que la conexión sedimentaria entre la Depresión de la Bureba y la Cuenca del Duero, ha existido al menos desde el Orleaniense (facies Dueñas/Cerezo), hasta el Turolense superior, de modo que los sedimentos neógenos más modernos de la Depresión de la Bureba son equiparables al ciclo sedimentario del Páramo Superior de la Cuenca del Duero (Calizas del Páramo Superior /Unidad Superior del Puerto de la Brújula).

Entre estas fechas se observan ciclos sedimentarios semejantes en ambas cuencas. Las calizas terminales de las unidades detríticas de la Cuenca del Duero (facies Tierra de Campos, facies Santa María del Campo), son inexistentes en la Depresión de la Bureba, donde el final de este ciclo sedimentario está representado por el techo edafizado del abanico aluvial de la Pedraja.

Durante el Vallesiense, existieron dos áreas endorreicas independientes en la Cuenca del Duero y en la Depresión de la Bureba (facies Cuestas/facies Gris Blanca), que sólo llegaron a tener conexión durante la sedimentación de los niveles calcáreos superiores (Calizas del Páramo Inferior/Calizas del Puerto de la Brújula/Calizas del Páramo de Santa Casilda).

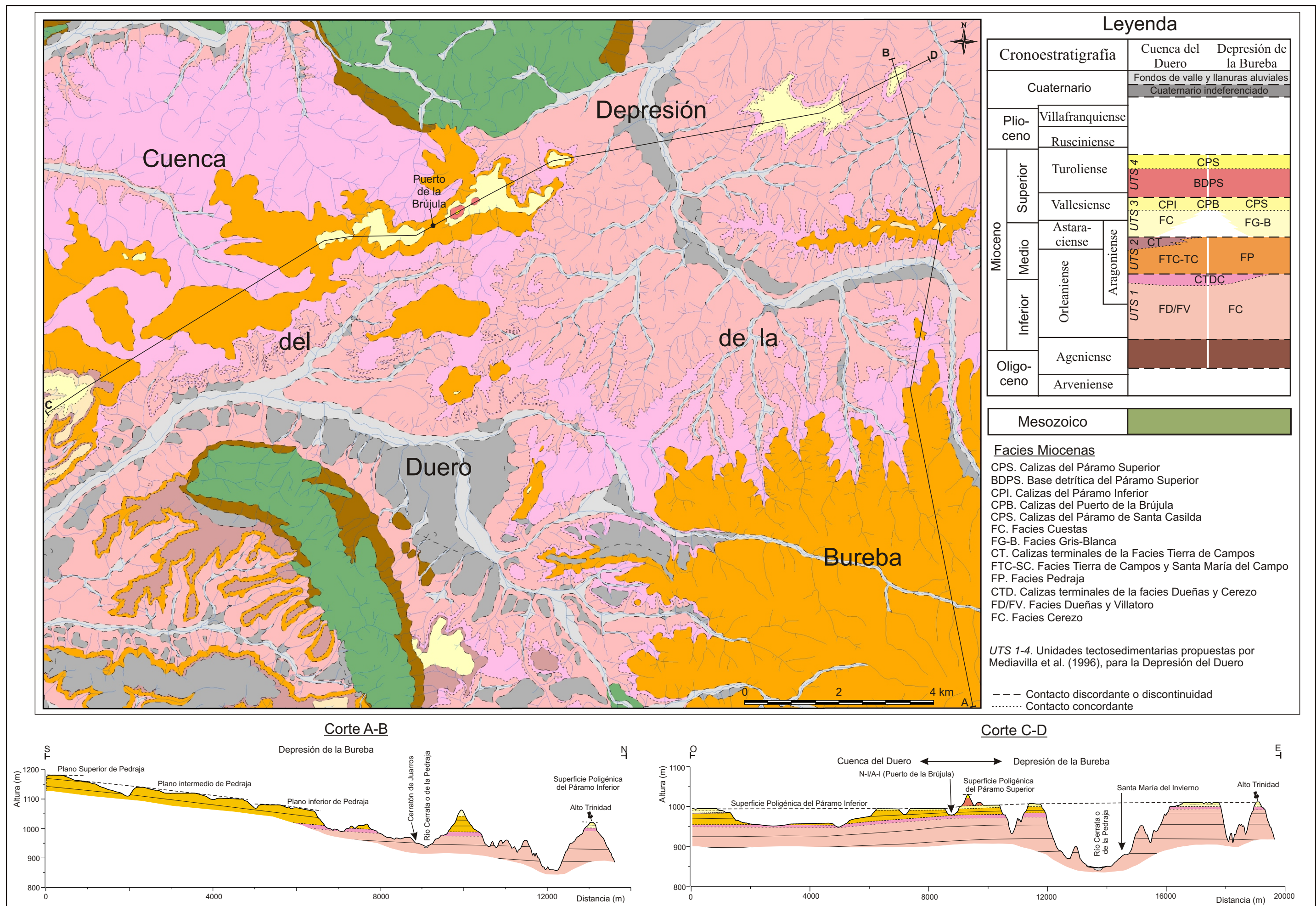


Figura 3.23. Mapa de unidades litoestratigráficas y cortes del sector de enlace entre la Cuenca del Duero y la Depresión de la Bureba.

3.2. MORFOLOGÍAS EXOKÁRSTICAS.

Los materiales que afloran en la Cordillera Ibérica, la Cordillera Vasco-Cantábrica y las depresiones terciarias, corresponden en su mayoría a materiales carbonatados y evaporíticos susceptibles a la disolución por procesos kársticos. Estas características litológicas, unido a una topografía donde son frecuentes los relieves llanos (páramos y altiplanicies) que fomentan la permanencia e infiltración del agua, ha debido conferir una significativa relevancia a los procesos de disolución kárstica a lo largo de la evolución geomorfológica.

En este sentido, en el área de estudio los procesos kársticos han sido descritos en asociación con las superficies poligénicas terciarias formadas sobre los carbonatos mesozoicos y terciarios, donde actualmente se observan lapiaces, dolinas y arcillas de descalcificación. El arrastre de estas arcillas durante el Neógeno debió generar la sedimentación en las cuencas de las arcillas de tonos rojos y ocre que componen buena parte de las facies correlativas a las superficies de erosión intraterciarias, tal como proponen los modelos de Gracia *et al.* (1988) y Gutiérrez-Elorza y Gracia (1997). La presencia de valles semicerrados con un marcado control estructural y formados sobre litologías calcáreas, en principio sugiere la acción de los procesos kársticos durante su formación, aunque actualmente en el fondo de estos valles suelen aflorar materiales no solubles. Estos valles son frecuentes en otras regiones de la Cordillera Ibérica, donde alcanzan mayores dimensiones y desarrollo, constituyendo morfologías de tipo *polje* (Gracia *et al.*, 1996, 2002, 2003; Pérez-González, 1997; Gutiérrez y Peña, 1994; Gutiérrez y Valverde, 1994).

A parte de las morfologías exokársticas, en la zona también aparecen formas endokársticas, entre las que destaca el sistema endokárstico de la Sierra de Atapuerca (Martín *et al.*, 1981; Eraso *et al.*, 1998a, 1998b), donde se emplazan los yacimientos paleoantropológicos (Arsuaga *et al.*, 1997; Bermúdez *et al.*, 1999; Carbonell *et al.*, 1999). La formación y desarrollo de este sistema endokárstico es tema de investigación de la Tesis Doctoral de Ana Isabel Ortega (Universidad de Burgos), cuya ejecución es paralela al presente trabajo con el fin de relacionar e integrar la evolución exterior del paisaje con la evolución del sistema endokárstico.

En este apartado se aborda la descripción de las morfologías exokársticas más representativas y sus principales condicionantes litoestructurales. Estos trabajos se han complementado en el apartado de reconstrucción de relieves, con el ensayo de un modelo teórico de denudación kárstica (Apartado 4.4) para tratar de contrastar la intensidad de la disolución superficial del terreno.

Aunque en la zona también son frecuentes las litologías yesíferas (facies Dueñas, Cerezo y Keuper), las morfologías exokársticas más destacables se han observado asociadas a las rocas de composición carbonatada de edad mesozoica y cenozoica.

3.2.1. MATERIALES CARBONATADOS DEL MESOZOICO Y EL OLIGOCENO-MIOCENO INFERIOR.

Las formas exokársticas que se han observado en las cordilleras alpinas que enmarcan el sector nororiental de la Cuenca del Duero, son lapiaces, disolución a favor de fracturas, refugios, covachas y cuevas. Asociados a todas estas formas se encuentran arcillas de descalcificación. Otra forma a destacar son los valles de control litoestructural (Apéndices I.1, I.3 y I.5), cuya forma y condicionantes litoestructurales, parecen indicar un funcionamiento inicial como valles kársticos o *poljes*.

Los materiales mesozoicos más favorables a los procesos kársticos, hecho indicado por la presencia de las formas exokársticas, son los tramos compactos compuestos por bancos gruesos de calizas y dolomías y con escasa presencia de niveles margosos. En este sentido, las formaciones más proclives son las carniolas, dolomías y calizas dolomíticas del Triásico superior-Lías y las unidades superiores de secuencia carbonatada del Cretácico superior, entre las que cabe reseñar a las calizas y calcarenitas bioclásticas del Santoniense medio-superior, y las calizas y dolomías blancas del Turoniense-Santoniense inferior. Los procesos kársticos en esta última unidad han sido de especial trascendencia, ya que es en estos últimos materiales de la Sierra de Atapuerca donde se ha formado el sistema endokárstico que alberga los yacimientos paleoantropológicos.

Así mismo, los conglomerados carbonatados de edad Oligoceno-Mioceno inferior que se encuentran bordeando los macizos mesozoicos, también constituyen una litología propicia a la karstificación, como lo demuestran las dolinas y cuevas presentes en la Sierra de Atapuerca y en el borde oeste de la Sierra de la Demanda (Apéndices I.1 y I.5).

3.2.1.1. Borde sur de la Cordillera Vasco-Cantábrica.

Las formas relacionadas con los procesos kársticos en el borde sur de la Cordillera Cantábrica son los valles de control litoestructural, que se asocian a las estructuras y litologías tectónicas de las bandas plegadas de Montorio-Ubierna y de Rojas-Santa Casilda, y las dolinas, presentes en mayor medida en los relieves subtabulares de la Plataforma Burgalesa. Ambas morfologías se desarrollan en las rocas carbonatadas cretácicas y en menor frecuencia en los conglomerados de clastos carbonatados de edad Oligoceno-Mioceno inferior.

Valles de control litoestructural.

En la Sierra de Ubierna y en la Sierra de Santa Casilda, asociados a las estructuras tectónicas y los materiales carbonatados de la Franja plegada de Ubierna-Montorio y de la Franja plegada de Rojas-Santa Casilda, se desarrollan una serie de valles semicerrados y alargados según la dirección de las estructuras tectónicas (Figura 3.45, Apéndices I.3.2, I.3.3 y IV.2.A). La morfología y disposición de estos valles sugiere que en etapas anteriores a su captura, pudieron funcionar como valles kársticos o *poljes*, aunque actualmente se encuentren abiertos y afloren formaciones no solubles en el fondo de los valles.

En la Sierra de Ubierna, estos valles son cortados transversalmente por la red de drenaje principal, que discurre por valles angostos y sinuosos (Apéndices I.3.2 y IV.2.A). Las estructuras tectónicas que condicionan el desarrollo y la forma de los valles, son de dirección NO-SE o ONO-ESE y pertenecen en su mayoría a la Falla del Úrbel-Ubierna. Este accidente tectónico complejo (Hernáiz, 1994; Pineda 1997a, 1997b), se desdobra en varias fallas, que han controlado fundamentalmente el borde sur de estas depresiones, aunque también se localizan en posiciones centrales o en el borde norte (Apéndice I.3.2). Tal es el caso de los valles del arroyo Rahedillo, del arroyo Villaverde-Vega Redonda, de Peñahoradada, o del valle de Valdeveterros. Sin embargo, también se han formado valles a favor de cabalgamientos (valle del arroyo de Espinosa) y de anticlinales fallados (valle de San Martín de Ubierna-Ubierna). Estos valles, que se encuentran encajados en las superficies de erosión intraterciarias SE2, SE3 y SE4 (Apartado 3.1.1.2.1), se han generado en los materiales de la secuencia carbonatada del Cretácico superior (principalmente las calizas y dolomías del Turoniense-Santoniense inferior), aunque localmente aparecen los conglomerados carbonatados y arcillas del Oligoceno-Mioceno inferior. En el fondo de los valles y en las laderas inmediatas, afloran las arcillas, arenas y gravas siliciclásticas del Albiense (Formación Arenas de Utrillas).

En la Sierra de Santa Casilda, los valles de control litoestructural se encuentran abiertos por sus extremos y actualmente los cursos fluviales discurren en buena medida semiparalelos a la dirección morfoestructural. En esta zona, la condicionante estructural presenta direcciones NE-SO, como el anticlinal con su flanco sur cabalgado en el caso del valle de la cabecera del arroyo de la Nava, que está encajado en la superficie de erosión SE1, y los cabalgamientos en el caso del valle que surca el arroyo de la Nava inmediatamente aguas abajo y que se desarrolla incidido en las superficies SE2 y SE3 (Figura 3.5). La litología está compuesta por las calizas y dolomías del Turoniense-Santoniense inferior; calizas nodulosas, calizas y margas del Turoniense inferior; calizas, calcarenitas y margas del Cenomaniense, y en el fondo del valle por las arenas, conglomerados y arcillas de la Formación Utrillas. El fondo actual se encuentra encajado entre 5-30 m en el contacto entre la

secuencia carbonatada del Cretácico superior y las formaciones siliciclásticas infrayacentes (Fm. Utrillas)

Otro valle de control litoestructural, asociado a fenómenos de diapirismo en relación con la facies Keuper, fallas de dirección NO-SE, N-S y un cabalgamiento NE-SO es el valle de Monasterio de Rodilla.

Tanto en la Sierra de Ubierna como en la Sierra de Santa Casilda no se han observado plataformas de corrosión que definan etapas en la posible evolución de tipo *polje* de estos valles, de forma que en la actualidad su interior está ocupado por los sedimentos de los fondos de valle de los cursos fluviales y por aportes laterales, como abanicos aluviales y coluviones.

Dolinas.

Las dolinas que se han observado son dolinas de disolución con el fondo plano y tienen su mejor representación al norte de Úrbel del Castillo. En esta zona se desarrollan campos de dolinas formados en las calizas y dolomías blancas del Turoniense-Santoniense inferior que están afectadas por la superficie de erosión SE2 (Apéndice I.3.1). Son dolinas de planta circular y alargadas según direcciones ONO-ESE, cuyos diámetros y ejes mayores se sitúan entre los 60 y 120 m. Estas mismas facies cretácicas, también presentan dolinas aisladas en la Sierra de Santa Casilda, y refugios, covachas y cuevas en la Sierra de Ubierna.

3.2.1.2. Sierra de Atapuerca.

En la Sierra de Atapuerca los valles o depresiones de control litoestructural se localizan en su extremo norte, en relación con las fallas y cabalgamientos, mientras que las dolinas se limitan a la parte central y sur de la Sierra, donde las calizas y dolomías del Turoniense-Santoniense inferior alcanzan mayor extensión de afloramiento (Apéndice I.1).

Valles de control litoestructural.

En el extremo norte de la Sierra de Atapuerca, la estructura tectónica está compuesta por fallas y cabalgamientos, donde aflora el Triásico (F. Keuper), el Triásico superior-Lías (carniolas y dolomías), el Albiense (Fm. Utrillas) y la secuencia carbonatada del Cretácico superior, cuyo techo en esta zona, son las calizas y dolomías del Turoniense-Santoniense inferior. Aunque también hay fracturas de dirección NE-SO y NNE-SSO, las fallas principales tienen direcciones ONO-ESE y son las que han condicionado la morfología actual

de estos valles, que se disponen alargados según esta misma dirección, drenando en la actualidad hacia el río Vena a través de pasos angostos de desarrollo transversal a la estructura principal.

Aunque se han cartografiado varios valles de control litoestructural, el más representativo y de mayor tamaño es el valle alto del arroyo del Carcaje (Figura 3.24A, Apéndices I.1, I.2 y IV.1), a grandes rasgos de forma elíptica y con dimensiones de 900 m de largo y 400 m de ancho. Este valle está encajado en la superficie de erosión SE3 (1035 m), aunque su borde sur está enmarcado por la superficie de erosión SE1 (1065-1070 m). Los materiales geológicos en los que se desarrolla este valle son la secuencia carbonatada del Cretácico superior (calizas y dolomías del Turoniense-Santoniense inferior; calizas, arcillas y margas del Turoniense inferior; calcarenitas, margas y calizas margosas del Cenomaniense), localizada en el borde meridional, donde presentan buzamientos entre 30 y 40 ° hacia el sur. Por debajo, y ocupando las posiciones inferiores en el valle, afloran la Formación Arenas de Utrillas, cortadas por una falla ONO-ESE, que forma el borde norte del valle y pone de nuevo en contacto a la Formación Arenas de Utrillas con los carbonatos del Cretácico superior y con las carníolas y dolomías del Triásico superior-Lías, sobre las cuales se localiza un plano de la superficie de erosión SE3 a 1030-1034 m. Entre el plano de esta superficie y el contacto con las Formación Utrillas hay una diferencia de altura que varía entre 20 y 45 m. El fondo del valle está cubierto por depósitos aluviales cuaternarios de arcillas, arenas y alguna grava, caracterizados por encharcamientos estacionales y drenaje deficiente que evacua hacia el norte por un valle angosto que drena al río Vena.

El posible funcionamiento como un valle kárstico cerrado estaría limitado entre la etapa correspondiente a la superficie de erosión SE3, en la cual se encaja el valle, y quizá la etapa de la Superficie Poligénica del Páramo Inferior, ya que durante la etapa equivalente a la terraza T2_{AZN} (+84-88 m), el valle ya drenaría hacia el río Vena, tal como muestra el análisis del perfil longitudinal (Apartado 4.2.1.3, Figura 4.22). Este funcionamiento kárstico, en todo caso, sería muy limitado, puesto que la prolongación de los buzamientos hasta cortar con el nivel del relieve interpolado para la Superficie Poligénica del Páramo Superior/superficie de erosión SE3 (Apartado 4.3.2), indica que durante esta etapa, aún afloraría, aunque en menor proporción, el nivel impermeable de la Formación Utrillas.

Dolinas.

Las dolinas en la Sierra de Atapuerca se distribuyen en las calizas y dolomías del Turoniense-Santoniense inferior y en los conglomerados de clastos carbonatados con matriz arcillosa del Oligoceno-Mioceno inferior. En ambos casos son dolinas de disolución con el fondo plano y tapizado de arcillas de descalcificación, y según el caso con mayor o menor presencia de sedimentos tractivos, como arenas y gravas.

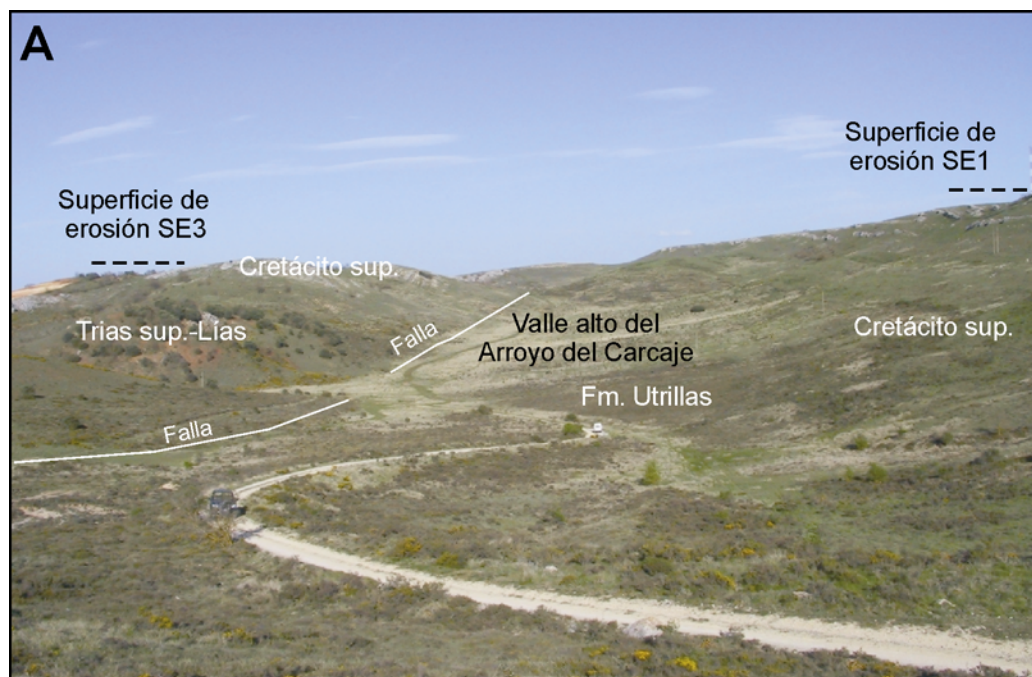


Figura 3.24. A) Valle alto del arroyo del Carcaje, situado en el extremo norte de la Sierra de Atapuerca. El norte se localiza hacia la posición del observador. B). Dolina cerrada situada junto al alto de San Vicente (Sierra de Atapuerca) desarrollada en las calizas y dolomías del Turoniense-Santoniense inferior.

En las calizas y dolomías del Turoniense-Santoniense inferior, las dolinas se distribuyen en posición de ladera y sobre la superficie de erosión SE1 (Apéndice I.1). Se encuentran dolinas abiertas, capturadas por la red fluvial, y dolinas que aun conservan la depresión cerrada (Figura 3.24B). Son dolinas de borde suavizado que se encajan ligeramente el plano de la superficie SE1 y en general de pequeño tamaño (diámetros de 30-60 m), con excepción de la dolina situada en el comienzo del Valle de las Orquídeas. En este lugar, se desarrolla una depresión de planta circular irregular, que se aloja 3-4 m por debajo en la superficie de erosión y tiene un fondo plano de 160 metros de diámetro. El fondo está compuesto por zonas rocosas, donde afloran las calizas y dolomías cretácicas con lapiares, y zonas más deprimidas que se encharcan en periodos muy lluviosos y donde se concentran arcillas de descalcificación.

Si considerados la Sierra de Atapuerca dividida en dos sectores, el de Matagrande y el de San Vicente, separados por el Valle de la Hoyada (río Pico), en el sector de San Vicente, el cual alberga el sistema endokárstico conocido de la Sierra de Atapuerca, sólo se han cartografiado dos dolinas de pequeño tamaño, una cerrada, situada junto al alto de San Vicente y una ligera concavidad actualmente abierta por la cabecera del valle fluvial contiguo al Valle de Cueva Mayor. En el macizo de San Vicente, las dolinas son más frecuentes y de mayor tamaño sobre las brechas carbonatadas de la ladera este. Se localizan en posición de ladera y actualmente están capturadas por los pequeños cursos fluviales que descienden de la Sierra hacia el río Arlanzón y el río Vena (Figura 3.21). Tienen una forma más irregular, en general alargada según la red de drenaje o según direcciones N-S, y presentan unos tamaños que oscilan entre 40 y 150 m de diámetro y profundidades entre 1-4 m. El fondo de estas dolinas está formado fundamentalmente por materiales de arrastre (arenas y gravas calcáreas).

3.2.1.3. Borde oeste de la Sierra de la Demanda.

En el borde oeste de la Sierra de la Demanda destaca una amplia depresión fluvio-kárstica que se ha encajado en las dolomías y carniolas del Triásico inferior-Lías, dejando una secuencia de plataformas de corrosión posiblemente relacionadas el descenso de los niveles de base de los valles fluviales adyacentes. También se han cartografiado dolinas de disolución en los carbonatos cretácicos y los conglomerados carbonatados del Oligoceno-Mioceno inferior.

Valles fluvio-kársticos.

En el borde mesozoico de la Sierra de la Demanda que limita con la Cuenca del Duero, son observables una serie de valles de fondo ancho y plano que definen una depresión de aproximadamente 5 km de longitud, cuyas características apuntan a un desarrollo kárstico, posiblemente de tipo *polje*. Se ha formado en los materiales del Triásico superior-Lías, compuestos por calizas, carniolas y dolomías grises muy recrystalizadas que en esta zona están en posición subhorizontal, no definiendo ninguna estructura tectónica que haya podido controlar el desarrollo de la depresión, aunque el valle presenta una dirección general NNO-SSE o dirección Ibérica. Esta depresión se encaja en la superficie de erosión SE2 y en la actualidad está abierta y parcialmente incidida por la red de drenaje del río Cueva-río Seco (Apéndices I.5 y IV.2.C). Su extremo sur está abierto hacia el valle del río Seco, donde hay un fondo de valle de drenaje difuso; en una posición intermedia es atravesado tangencialmente por el arroyo de Santa María, que drena las arcillas y yesos de la Facies Keuper; y en su extremo norte está capturado parcialmente por un arroyo de menor entidad, aunque todavía conserva una amplia zona cerrada, cartografiada como una dolina que tiene el fondo tapizado con arcillas rojas, arenas y en menor medida gravas.

En sus laderas y repartidas de manera heterogénea se ha cartografiado una serie de rellanos o plataformas que se han interpretado como plataformas de corrosión agrupadas en un total de tres niveles (Apéndice I.5). La plataforma superior, está ligeramente encajada en la superficie de erosión SE2, siendo en algunos casos difícil establecer el contacto entre ambas, Se localiza a 38 m por encima del fondo del arroyo de Santa María o del río Seco y 13 m por encima del fondo de dolina situado en el extremo norte. El siguiente nivel, de menor representación, está a 6-7 m por encima del fondo de la dolina y a 15-18 m del cauce del arroyo de Santa María. La plataforma más baja apenas si destaca 2 o 3 metros del fondo de dolina y unos 5 m del arroyo de Santa María. Casi al nivel del cauce de este arroyo y por debajo de la plataforma anterior, se ha cartografiado un nivel plano labrado sobre la Facies Keuper, de interpretación compleja, ya que aunque podría corresponder al final del desarrollo kárstico de esta depresión, se extiende hacia el este a través de un paso sin drenaje actual, hasta el arroyo de la Salmuera, ya situado fuera de la estructura principal de la depresión.

La altura relativa de la plataforma superior coincide con la altura relativa de la terraza T6_{AZN} (+38-40 m), por lo que esta depresión fluvio-kárstica podría haber comenzado su desarrollo en un ámbito temporal muy cercano a este nivel de terraza y su evolución habría estado controlada en gran parte por la incisión del nivel de base de estos valles.

Dolinas.

Además de la dolina que ocupa el fondo de la depresión kárstica descrita anteriormente, también se han cartografiado otras dolinas de menor desarrollo que están dispersas en los carbonatos del Triásico superior-Lías, en las calizas y dolomías del Santiense-Campaniense y en los conglomerados de clastos calcáreos del Oligoceno-Mioceno inferior.

Las dolinas formadas en estos últimos materiales se localizan al norte de Cuzcurrita de Juarros entre el río Cueva y el arroyo de Salguero. Estos conglomerados fueron asignados al Astaraciense por García *et al.* (1997), pero que en este trabajo han sido interpretados como los conglomerados de edad Oligoceno-Mioceno Inferior que se adosan a los macizos mesozoicos en otras zonas del borde sur de la Cordillera Vasco-Cantábrica, de la Sierra de Atapuerca y de la Cordillera Ibérica (Apartado 2.1.3.1). Se trata de dolinas de disolución de fondo plano, compuesto por arcillas y gravilla, forma alargada (180 m de diámetro) y que en el presente se encuentran abiertas por la red fluvial. Las dolinas se encajan en planos erosivos que han sido relacionados con terrazas erosivas del río Cueva y el arroyo de Salguero (Apéndice I.1).

3.2.2. MATERIALES CARBONATADOS TERCIARIOS.

En la región cartografiada que ocupan los sedimentos continentales de la Cuenca del Duero, sólo se han observado dolinas ocasionales en las facies carbonatadas de las Calizas del Páramo Inferior (sudeste de Cardeñadizo), en las calizas terminales de la facies Dueñas (norte de Zalduendo) y en las calizas astaracienses (Plataforma estructural de Villalval-Rubena), aunque debido al escaso espesor de estas últimas, el fondo de las dolinas ha alcanzado los sedimentos detríticos de la facies Tierra de Campos.

En las plataformas de la Superficie Poligénica del Páramo Inferior situadas al NO y SE localizadas fuera de la región cartografiada también se encuentran dolinas, que forman, en algunos casos, amplias depresiones tapizadas con arcillas de descalcificación (García *et al.*, 1997).

3.3. VALLES FLUVIALES.

En la configuración actual del relieve de la región nororiental de la Cuenca del Duero y las cordilleras alpinas circundantes, los valles fluviales constituyen un elemento fundamental, que durante su evolución seccionaron las llanuras de topografía monótona que integraban el paisaje a finales del Terciario y comienzos del Cuaternario, generando paulatinamente una orografía cada vez más accidentada.

La red de drenaje de esta región, pertenece en su mayoría a la Cuenca Hidrográfica del Duero, aunque al norte y nordeste, incluye parte de la red de drenaje de la Cuenca Hidrográfica del Ebro, cuyos cursos principales en esta zona son el río Homino, que recoge las aguas al norte de la Sierra de Ubierna, y el río Cerrata o de la Pedraja, que drena el Corredor de la Bureba; ambos tributarios del río Oca (Figura 3.25), afluente del río Ebro aguas abajo de Oña.

La red hidrográfica de la Cuenca del Duero divide su procedencia entre la Cordillera Cantábrica y la Cordillera Ibérica (Sierra de la Demanda), de forma que, en general, los primeros (Ubierna y Úrbel), drenan en sentido sur (Figura 3.25), mientras los segundos lo hacen con direcciones este-oeste (Arlanza, Arlanzón, Ausines-Lara, Cogollos) (Figura 3.25), hasta confluir en el colector principal Arlanzón-Arlanza-Pisuerga, de dirección NE-SO, que desagua en el río Duero.

Estos tres sentidos principales de drenaje (N-S, E-O y NO-SE), están condicionados por las estructurales tectónicas de las cordilleras alpinas (pliegues y fallas), mientras que ya en la Cuenca del Duero, el drenaje se realiza según tramos o segmentos rectilíneos, que coinciden con la prolongación de accidentes de zócalo regionales (Pineda, 1997a; Pérez-González *et al.*, 1994).

Los dos cursos principales son el río Arlanzón y el río Arlanza (Figura 3.25), que unen sus aguas ya en la provincia de Palencia, cerca de la población de Palenzuela. El tramo entre este punto y el río Pisuerga, ha sido asignado frecuentemente al río Arlanzón, aunque en las cartografías más recientes se lo denomina río Arlanza (cartografías 1:25.000 del CNIG). Pese a ser una cuestión meramente nominal, en este trabajo se ha decidido incluir dicho tramo en el río Arlanza, ya que es el que parece conservar los niveles de terraza más antiguos.

El estudio de la evolución geomorfológica de los valles fluviales de esta región ha discurrido en paralelo al análisis geomorfológico y geológico regional. Entre los primeros trabajos realizados constan los de Royo y Gómez (1926) y San Miguel de la Cámara (1950,

1953), o estudios posteriores, acerca de la mineralogía de los depósitos fluviales de la Cuenca del Pisuerga (Leguey y Rodríguez, 1969a, 1969b y 1969c), y trabajos geológicos de carácter más general (Gutiérrez, 1964, 1969). Más recientes son los estudios relacionados con la elaboración de las primeras cartografías geológicas de la Serie Magna (C. Zazo y J.L. Goy, en Núñez et al., 1975a, 1975 b; Sánchez *et al.*, 1975;), o las ediciones posteriores que incluyen cartografías específicas de geomorfología (Olivé *et al.*, 1990; Pineda *et al.*, 1997a, 1997b; P. Cabra, en García *et al.*, 1997).

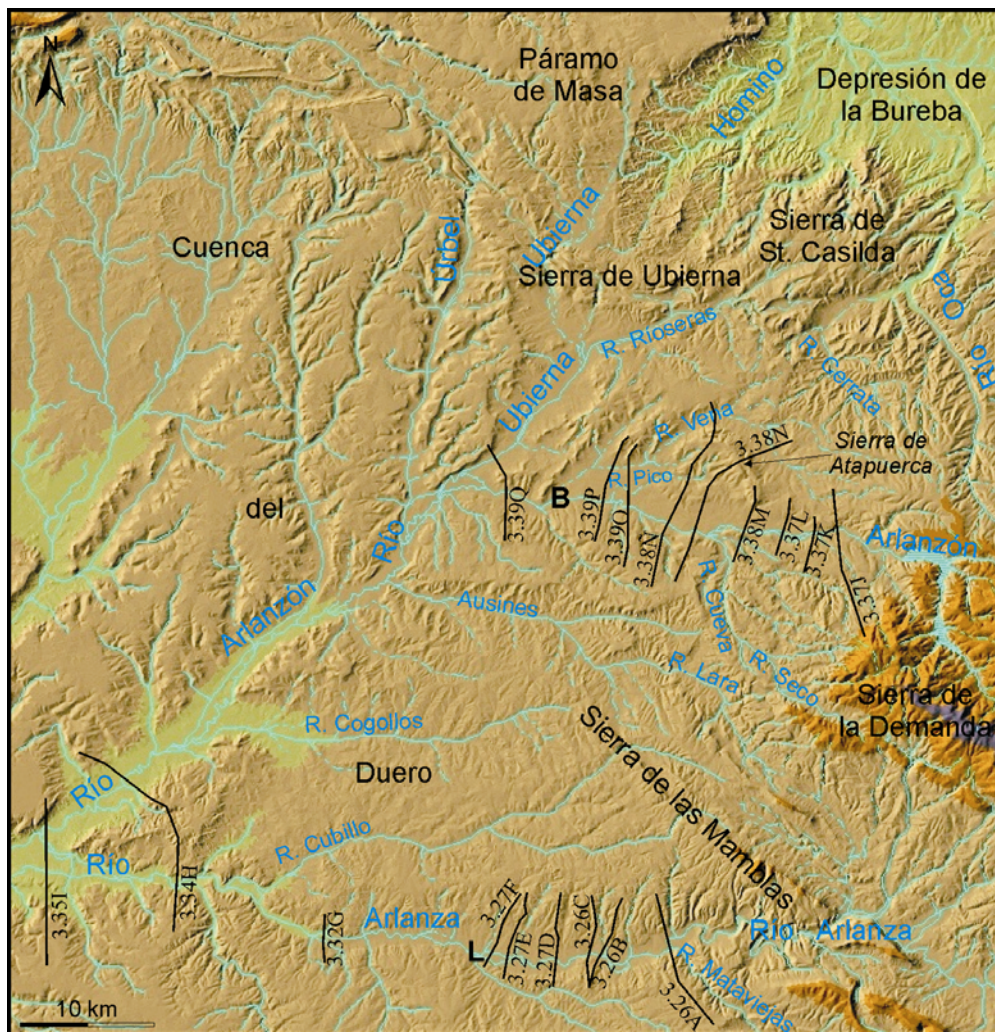


Figura 3.25. Red de drenaje principal del área de estudio y posición de los cotes geomorfológicos de los valles que se presentan en el texto (la numeración corresponde al número de la figura).

Con el comienzo del estudio de los yacimientos paleoantropológicos de la Sierra de Atapuerca, surgió la necesidad de conocer la evolución fluvial cuaternaria del valle del río Arlanzón, imprescindible para explicar la génesis y evolución del sistema kárstico de la Sierra de Atapuerca y sus yacimientos. De este modo, la evolución de este valle y su secuencia de terrazas fueron temas abordados inicialmente en los trabajos de Zazo *et al.*, (1983, 1987), y posteriormente por Pérez-González *et al.*, (1999), estudio a partir del cual germinó un plan de investigación geológico y geomorfológico de carácter integral, cuyos primeros resultados en el ámbito de la geodinámica externa (Benito y Pérez-González, 2002), representan los prolegómenos de la presente Tesis Doctoral.

El análisis geomorfológico de los valles fluviales se ha realizado especialmente enfocado al tramo medio del valle del río Arlanzón que queda delimitado por las poblaciones de Arlanzón y Burgos, para lo cual se ha elaborado una cartografía geomorfológica de detalle, a escala 1:10.000 (Figura 2.1), que también incluye los valles menores que recogen el drenaje de la Sierra de Atapuerca, como son el río Vena y el río Pico (Figura 3.25). Esta cartografía se ve complementada con otras cartografías a escala 1:25.000, que abarcan la cabecera y parte baja del río Arlanzón (Figura 2.1), así como gran parte del valle medio y bajo del río Arlanza (Figura 2.1), cuya referencia resulta clave para afianzar la secuencia regional de aterrazamiento. También están recogidos en las cartografías 1:25.000, los tramos más significativos del resto de la red principal de esta zona de la región nororiental de la Cuenca del Duero y su periferia alpina, como son el río Ubierna, el río Úrbel, el río de los Ausines-río Lara, el río Cerrata y el río Cueva-río Seco (Figuras 3.25 y 2.1). Al igual que en el análisis de las superficies poligénicas, los modelos digitales del terreno han resultado una herramienta de amplia utilidad en el estudio geomorfológico de estos valles fluviales.

3.3.1. VALLE DEL RÍO ARLANZA.

La cabecera del río Arlanza se ubica entre las estribaciones de la Sierra de Neila y de Picos de Urbión, desde donde fluye a través de los materiales mesozoicos de la Cordillera Ibérica hasta su salida a la Cuenca Terciaria del Duero, aguas arriba de Covarrubias. En su último tramo por la Cordillera Ibérica, el río Arlanza secciona el flanco oeste del anticlinal de San Clemente (Sierra de Covarrubias), formando un valle meandriforme y encajado, que continua sobre los conglomerados y arcillas del Oligoceno, para posteriormente transformarse en un valle rectilíneo, de flujo este-oeste, que drena los sistemas aluviales del Mioceno medio. Esta dirección del valle se mantiene, incidiendo los términos terciarios inferiores (facies

Dueñas), hasta la confluencia del Arlanzón, donde la dirección del valle torna a NE-SO, que se conserva en el río Arlanza y, posteriormente, en el río Pisuegra, hasta su encuentro con el río Duero.

Durante su curso por la Cordillera Ibérica, el nivel morfológico de referencia que forma los bordes del valle del río Arlanza está formado por las superficies de erosión, mientras que en la Cuenca del Duero, este nivel lo constituyen las plataformas superiores de los sistemas aluviales astaracienses (Puentedura-Lerma), correlativos al arrasamiento SE2 (Apartados 3.1.1.2.4 y 3.1.1.2.5), y aguas abajo, la Superficie Poligénica del Páramo Inferior, que forma los límites del valle desde la población de Lerma hasta su desembocadura en el río Pisuegra. La Superficie Poligénica del Páramo Inferior, a su vez se encuentra enmarcada por las planicies de la Superficie Poligénica del Páramo Superior que se localizan al sur del río Arlanza (Figura 2.1).

El tramo estudiado del valle del río Arlanza se extiende desde su salida a los depósitos terciarios, en las proximidades de Covarrubias, hasta la confluencia del río Arlanzón, aguas abajo de la población de Palenzuela (Provincia de Palencia). Dentro de este sector se ha prestado especial importancia a los tramos situados entre Covarrubias y Lerma, y aguas arriba de la confluencia del Arlanzón, ya que es en estas dos zonas donde mejor se conserva la secuencia de terrazas fluviales y permite realizar la correlación con la secuencia del río Arlanzón. El análisis geomorfológico de estos dos tramos se ha realizado apoyado en la elaboración de sendos mapas geomorfológicos de detalle (Apéndices I.6 y I.8), a partir de fotogramas aéreos 1:30.000 y utilizando la base planimétrica y altimétrica de las hojas 1:25.000 editadas por el CNIG. El control entre ambos tramos se ha realizado con el estudio de campo de un tramo intermedio ubicado entre las poblaciones de Tordómar y Torrepedre.

3.3.1.1. Tramo de Covarrubias-Lerma.

Este tramo está situado justo a la salida del río Arlanza a la Cuenca del Duero, drenando los materiales detríticos formados por conglomerados, arenas, fangos y arcillas de edad Oligoceno-Mioceno inferior y Mioceno medio. El principal afluente en este tramo es el río Mataviejas, que se une al río Arlanza próximo a la población de Puentedura.

El río Arlanza ha formado un valle abierto de dirección este-oeste, que se encaja en sucesivos escalones a partir de la superficie de erosión SE2, labrada sobre los materiales mesozoicos y del Oligoceno-Mioceno inferior, y de su sediplano correlativo, formado por el plano superior de los sistemas aluviales astaracienses (Apéndices I.6 y I.7).

Se trata de un valle asimétrico, que en su margen derecha tiene una secuencia de terrazas fluviales de buen desarrollo, que va ganando en extensión y en niveles conservados aguas abajo, abriéndose progresivamente el valle. Algunas de estas terrazas, que alcanzan un desarrollo más amplio frente a los términos inferiores y superiores, como las situadas a +33-36 m y +72-79 m, son elementos morfológicos claves en la articulación y percepción del paisaje actual.

Las terrazas de esta margen están seccionadas por arroyos transversales al río Arlanza, formando valles rectilíneos, estrechos y bastante encajados, que a su salida a las zonas de menor gradiente topográfico formadas por el nivel de base del río Arlanza, han formado conos de deyección. Los conos de deyección también son abundantes aguas arriba en la margen izquierda, donde el río se encaja directamente en la superficie de erosión SE2, sin apenas terrazas fluviales. Esta misma margen, aguas abajo, se encuentra bastante degradada, siendo sólo reconocibles planos estructurales sobre los materiales detríticos del Mioceno medio, que forman la actual divisoria entre el río Arlanza y alguno de sus tributarios de trazado subparalelo, como son el río Revilla o el arroyo de Vegarroyo. Al pie del escarpe que forman estas plataformas estructurales de los materiales terciarios, se han formado conos de deyección de menor desarrollo y depósitos de coluviones que fosilizan las terrazas bajas del río Arlanza.

El análisis cartográfico y el levantamiento de perfiles de campo han arrojado una secuencia de terrazas fluviales compuesta por catorce niveles, más el nivel que forma la llanura aluvial.

Las terrazas fluviales más antiguas, de altura relativa +121-130 y +107-114, son de compleja diferenciación respecto a las plataformas en los sedimentos astaracienses. En superficie se observan gravas cuarcíticas y arcillas, muy semejantes en composición a los sistemas aluviales miocenos. En diversas localizaciones de la margen derecha del valle (Figuras 3.26 y 2.27D, Apéndice I.6), se disponen con morfología escalonada, en función de la cual se han interpretado como terrazas fluviales.

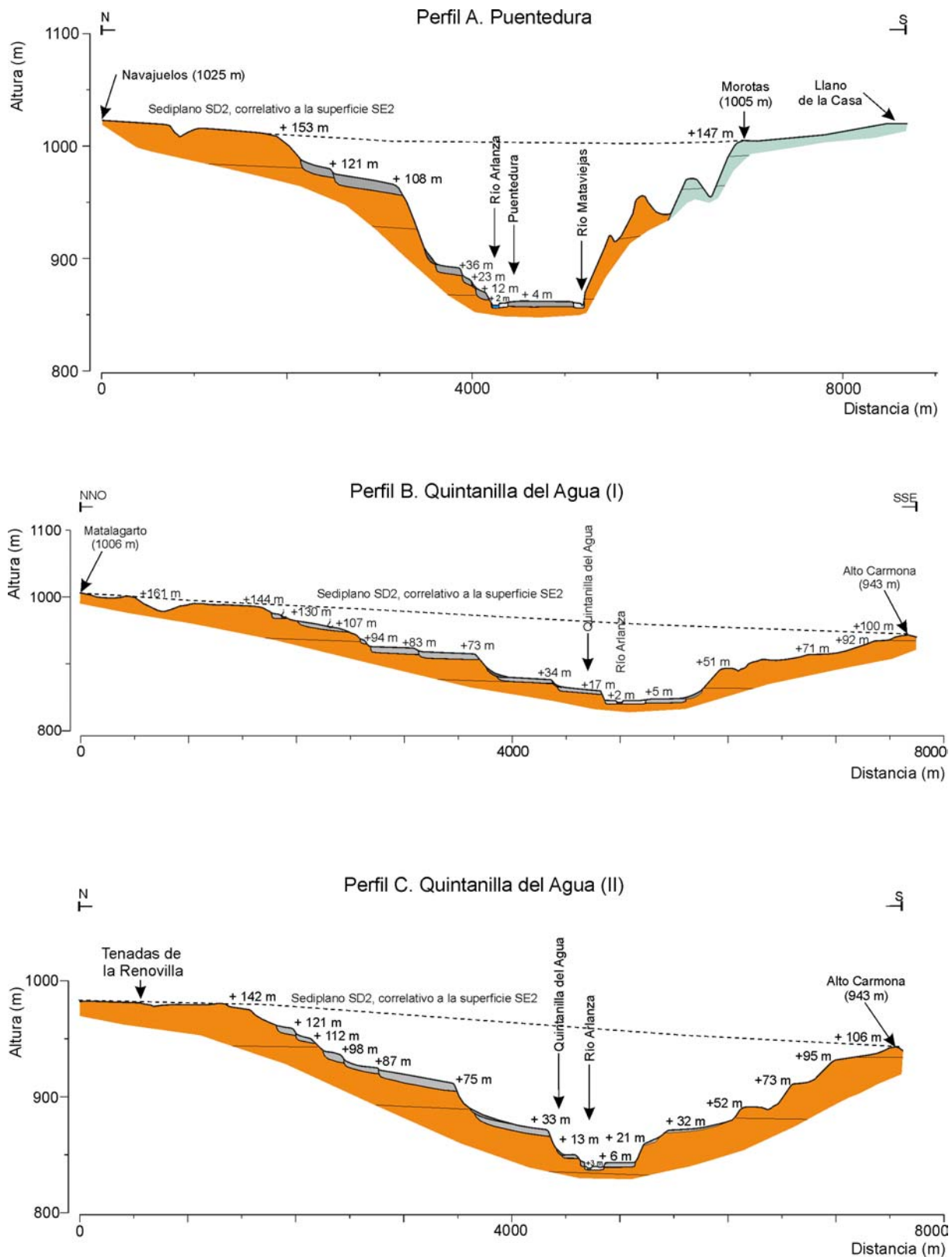


Figura 3.26. Perfiles geomorfológicos del valle del río Arlanza a la altura de Puentedura (A) y Quintanilla del Agua (B y C). Para consultar la leyenda, ver el Apéndice II.

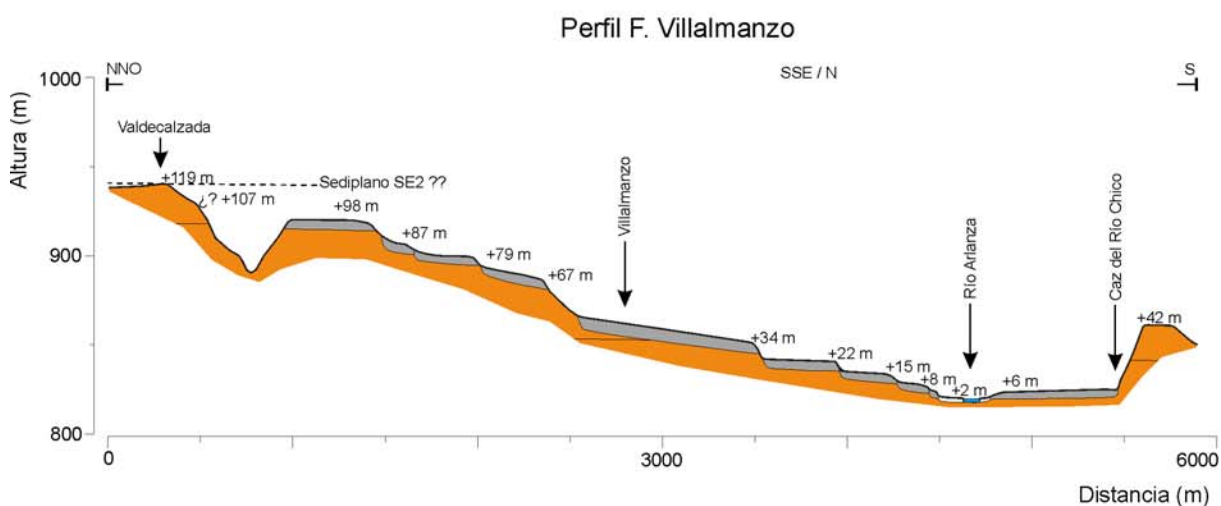
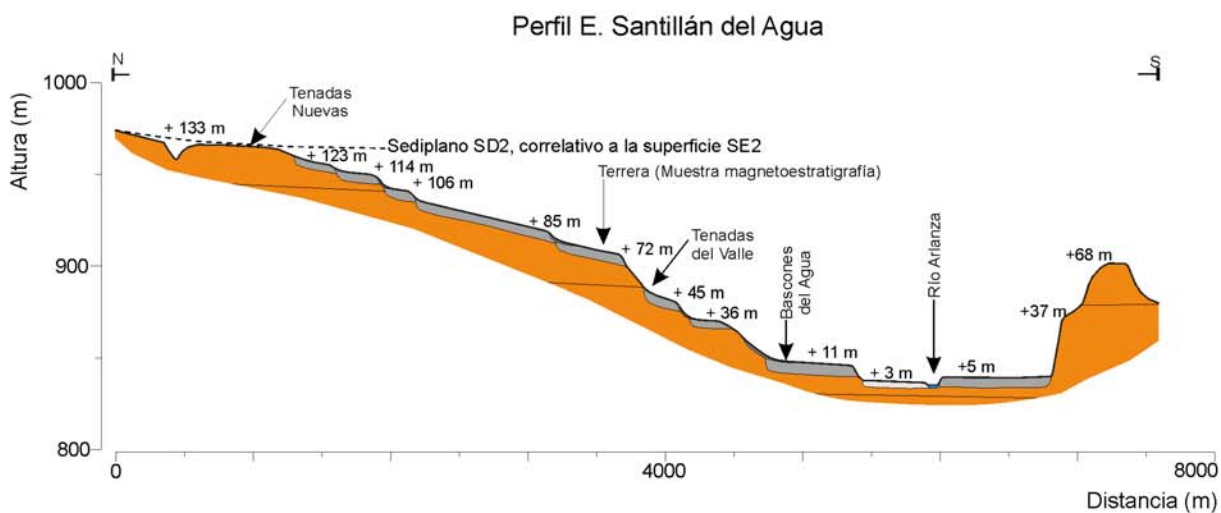
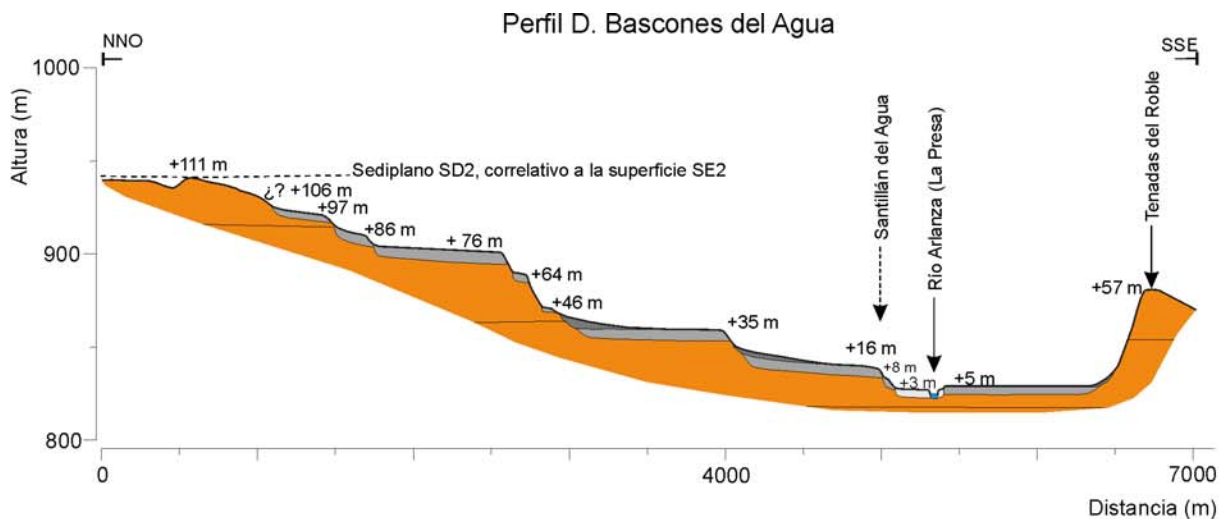


Figura 3.27. Perfiles geomorfológicos del valle del río Arlanza a la altura de Bascones del Agua (D), Santillán del Agua (E) y Villalmanzo (F). Para consultar la leyenda, ver el Apéndice II.

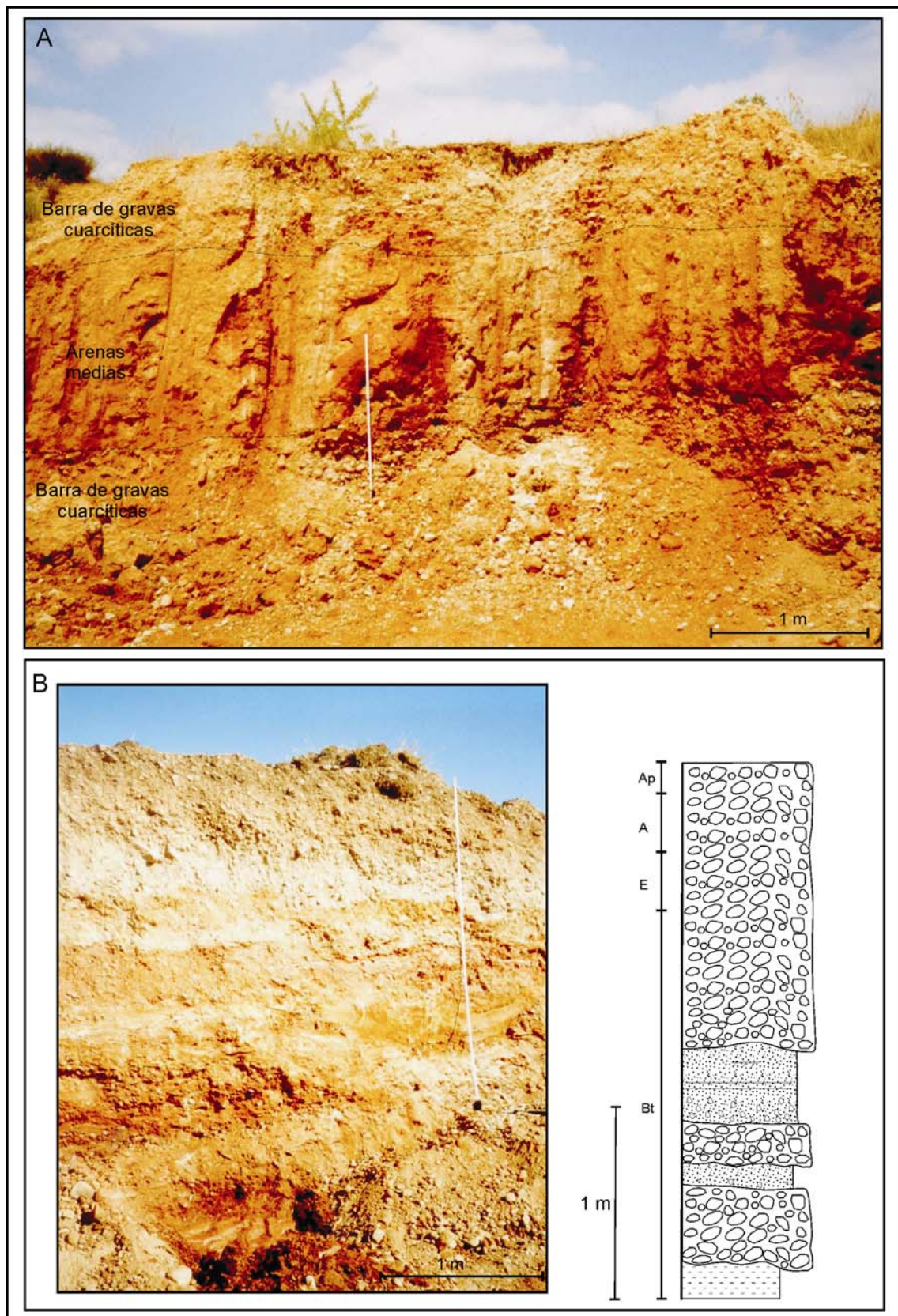


Figura 3.28. Depósitos de la terraza a +73 m de altura relativa. A) Localización al norte de Quintanilla del Agua (Figura 3.26, perfil C) y B) al norte de Bascones del Agua (Figura 3.27, perfil D). Para consultar la leyenda, ver el Apéndice II.

La tercera terraza fluvial está colgada respecto a los niveles anteriores y tiene poca representación excepto aguas abajo del tramo analizado (Figura 3.27). Se sitúa a +94-98 m, aunque también puede alcanzar los +106 m de altura relativa. Por debajo de este nivel, se desarrolla una terraza a +83-87 m respecto al cauce del río Arlanza, constituyendo un nivel bastante constante, que da paso a través de escalones suaves, coluvionados o fosilizados por depósitos de abanicos aluviales, al nivel de terraza inmediatamente inferior, situado a +72-79 m, el cual ha sido objeto de varias explotaciones de áridos que han permitido un análisis más detallado de los depósitos (Figura 3.28). Los sedimentos son gravas sin estratificación aparente y con cantos imbricados, cuya naturaleza mayoritaria es cuarcítica y metamórfica, que se distribuyen en bancos que pueden alcanzar el metro de espesor. El tamaño medio de las gravas oscila entre 1 y 4 cm, llegando a alcanzar tamaños máximos observados de 30 cm. Entre las barras de gravas se localizan niveles de arenas, a veces canalizadas, de tamaño fino y medio, en las que apenas si se distinguen trazos de estratificación cruzada planar y laminación paralela. En algunos cortes también se han observado limos y arcillas con estructuras edáficas a techo. Los horizontes edáficos que se observan en estos depósitos están formados por un horizonte A de unos 40 cm, donde ocasionalmente se pueden diferenciar horizontes Ap, alrededor de 35 cm del horizonte de lavado E y un horizonte Bt que llega hasta la base vista de los depósitos, que alcanzan hasta 5 m de espesor. Estos suelos son equiparables a los Alfisols de tipo Palexeralf de las terrazas más antiguas descritas por Pérez-González *et al.*, (1999) en el valle del río Arlanzón.

En los niveles arenosos iluviados (Figura 3.28), el análisis de paleomagnetismo realizado (J. M. Parés, comunicación personal), ha dado una polaridad normal.

En este nivel, se encajan sucesivamente las terrazas situadas a +64-67 m, +52-57 m y +45-46 m, de menor extensión. Por debajo se emplaza una nueva terraza, distribuida desde la desembocadura del río Mataviejas hasta Lerma, que da lugar a planos de mayor continuidad y amplitud, elevados a +33-36 m del cauce. Esta terraza suele estar fosilizada por coluviones y abanicos aluviales en su articulación con los niveles superiores.

En una posición inferior se sitúa un nuevo nivel a +20-23 m, con escasa presencia, que da paso a los términos más recientes: +12-17 m, +8-11 m y +4-6 m, que junto con la terraza más baja (+2-3 m), forman la campiña baja del valle del Arlanza. Los depósitos del nivel a +12-17 m, están formados por barras de gravas con cantos imbricados, mayoritariamente de composición cuarcítica, que incluyen cuerpos canalizados. El tamaño medio oscila entre 1 y 3 cm y los tamaños máximos alcanzan los 20 cm. Las barras de gravas intercalan niveles de arenas de aspecto masivo que incluyen pequeños canales de gravas (Figura 3.29).

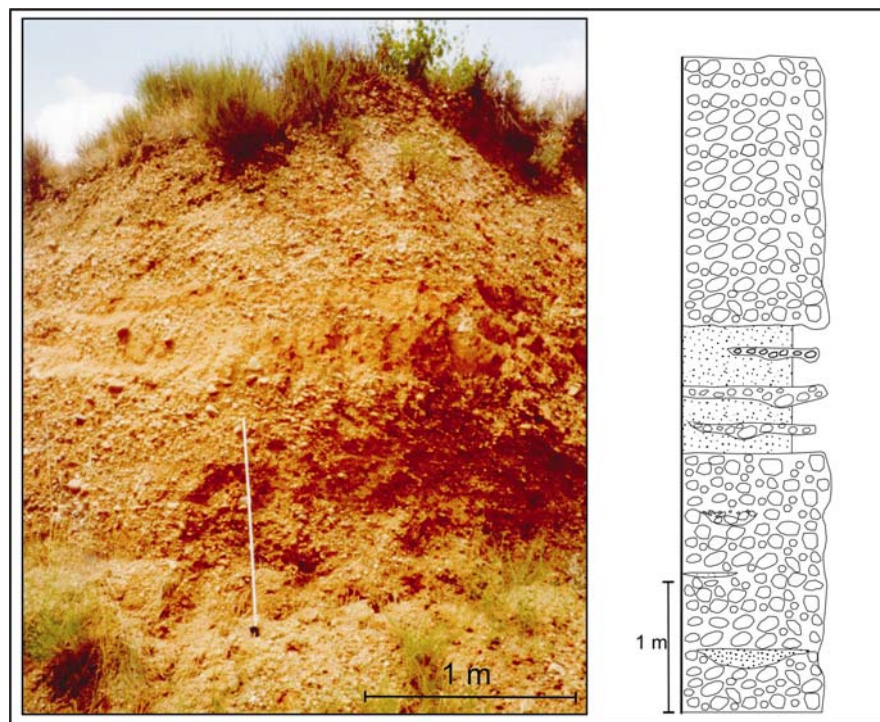


Figura 3.29. Depósitos del nivel a +12 m del cauce del río Arlanza situada al noroeste de Santillán del Agua.
Para consultar la leyenda, ver el Apéndice II.

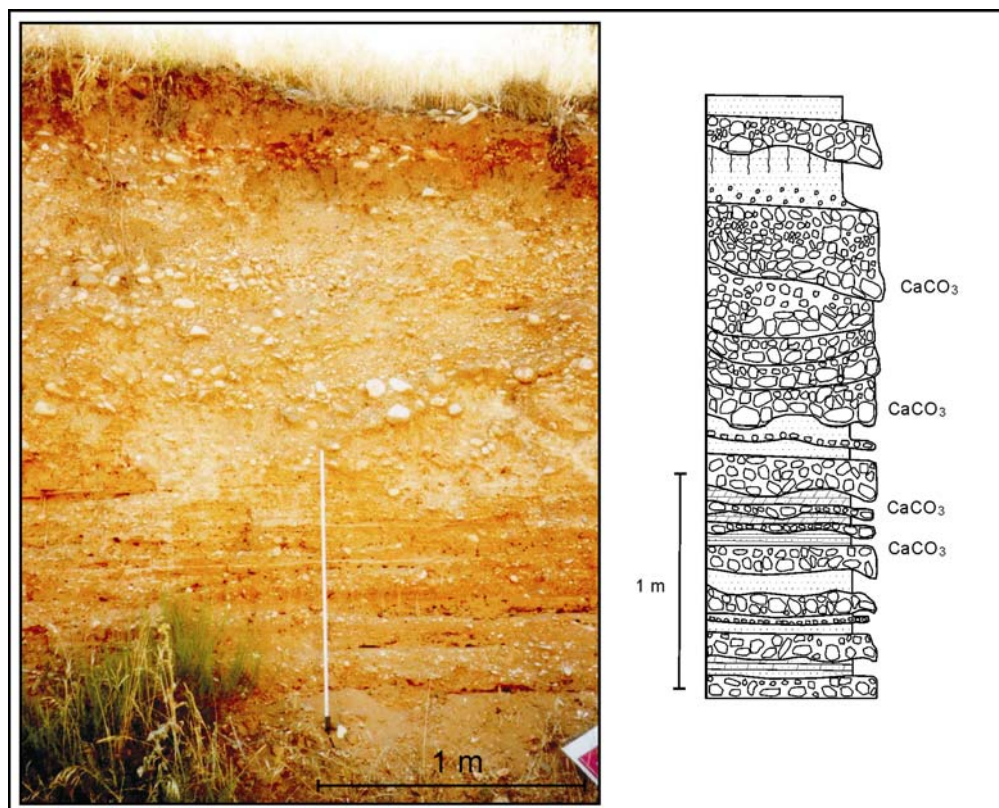


Figura 3.30. Fotografía y columna estratigráfica de los depósitos del abanico aluvial localizado al SO de Puente de Piedad. Para consultar la leyenda, ver el Apéndice II.

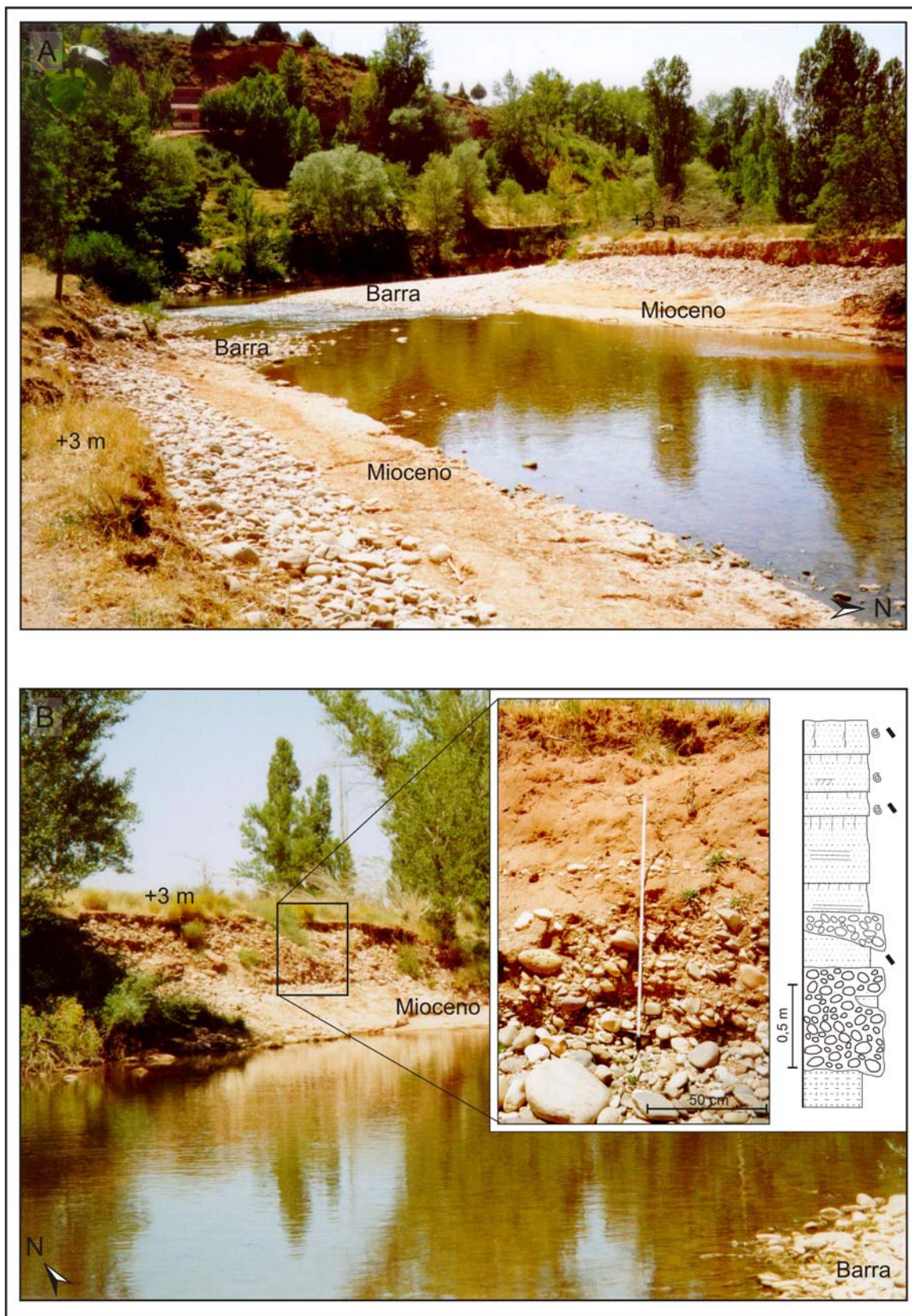


Figura 3.31. Posición morfológica (A) y depósitos (B) de la terraza a +2-3 m del río Arlanza. Para consultar la leyenda, ver el Apéndice II.

Estas terrazas suelen estar cubiertas por conos de deyección compuestos por sedimentos de composición carbonatada y siliciclástica, según su procedencia, y con desarrollo de horizontes carbonatados (Figura 3.30).

Situada a 2-3 m por encima del cauce del río Arlanza, se encuentra la terraza más baja, que está formada por gravas, arenas y limos, y se haya surcada irregularmente por canales abandonados. En ciertas localizaciones, como aguas abajo de Todueles, se ha observado que el río Arlanza está incidiendo en los limos y arcillas del Mioceno medio, dejando colgados los depósitos de este nivel (Figura 3.31). En estas localizaciones, las barras fluviales activas del cauce se apoyan directamente sobre los depósitos terciarios y están encajadas uno o dos metros en la terraza de +2-3 m.

3.3.1.2. Tramo de Tordómar-Torrepadre.

En el tramo situado entre las poblaciones de Tordómar y Torrepadre, el río Arlanza, que continúa con su trazado este-oeste, comienza a incidir en las arcillas, limos y areniscas del Mioceno inferior, mientras que los bordes del valle están formados sobre las plataformas estructurales de los depósitos calcáreos de las facies Cobos de Cerrato y la facies Tordómar (Núñez *et al.*, 1975a), ambas de edad Mioceno superior.

En este tramo, la secuencia de terraza presenta un menor número de miembros. En el perfil realizado a la altura de Tordómar (Figura 3.32), la terraza más baja se encuentra a 3 m sobre el cauce. Por encima, se localiza una terraza media a +34 m, y terrazas medias-altas situadas a +52 m y +65 m. El plano que circunda a la loma de La Hinojosa (888 m), corresponde a la terraza más alta de este corte, que está colgada +82-86 m respecto al cauce del río Arlanza. Estos niveles, por tanto son equivalentes a las terrazas a +83-87 m, +64-67 m, +52-57 m, +33-36 m, +4-6 m y +2-3 m descritas en el tramo de Covarrubias-Lerma.

Los depósitos de las terrazas son muy semejantes entre sí, diferenciándose únicamente por el grado de evolución edáfica, con perfiles más evolucionados en las terrazas altas. Los depósitos que afloran son gravas masivas de cuarcita, cuarzo y rocas metamórficas, subredondeadas y con cantos imbricados. En un corte observado en la terraza situada a +65 m (Figura 3.32), también aparece intercalado un canal relleno de arenas y limos a techo (Figura 3.33), cuyo campo paleomagnético es de polaridad normal (J.M. Parés, comunicación personal).

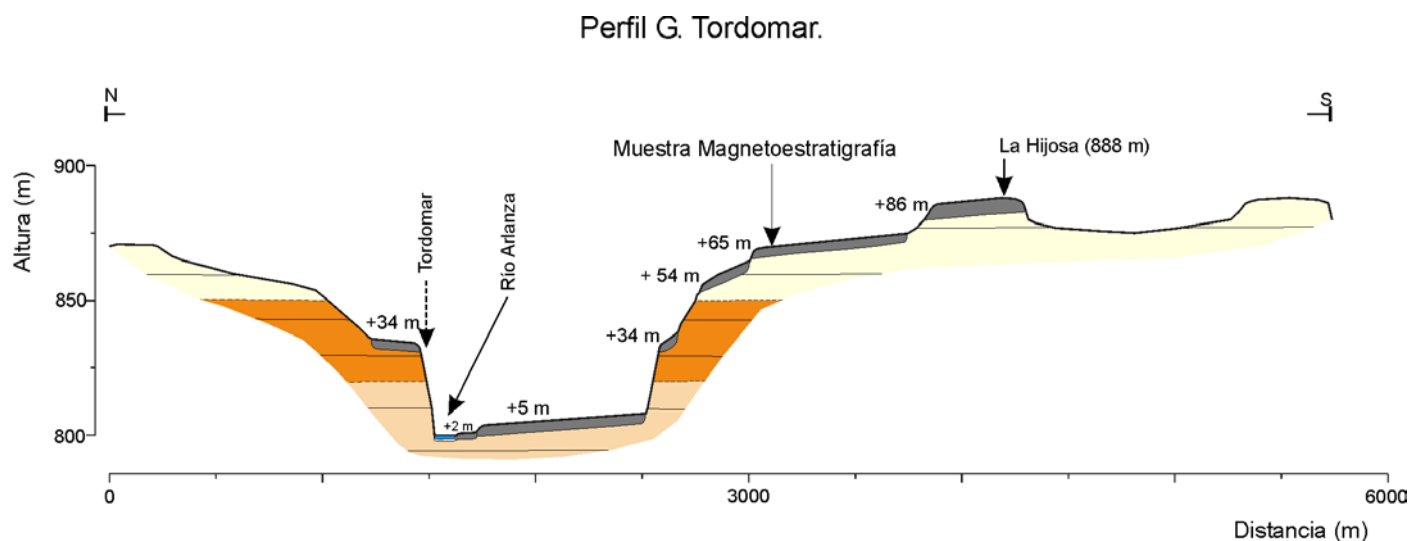


Figura 3.32. Perfil geomorfológico del valle del río Arlanza a la altura de la población de Tordómar. Para consultar la leyenda, ver el Apéndice II

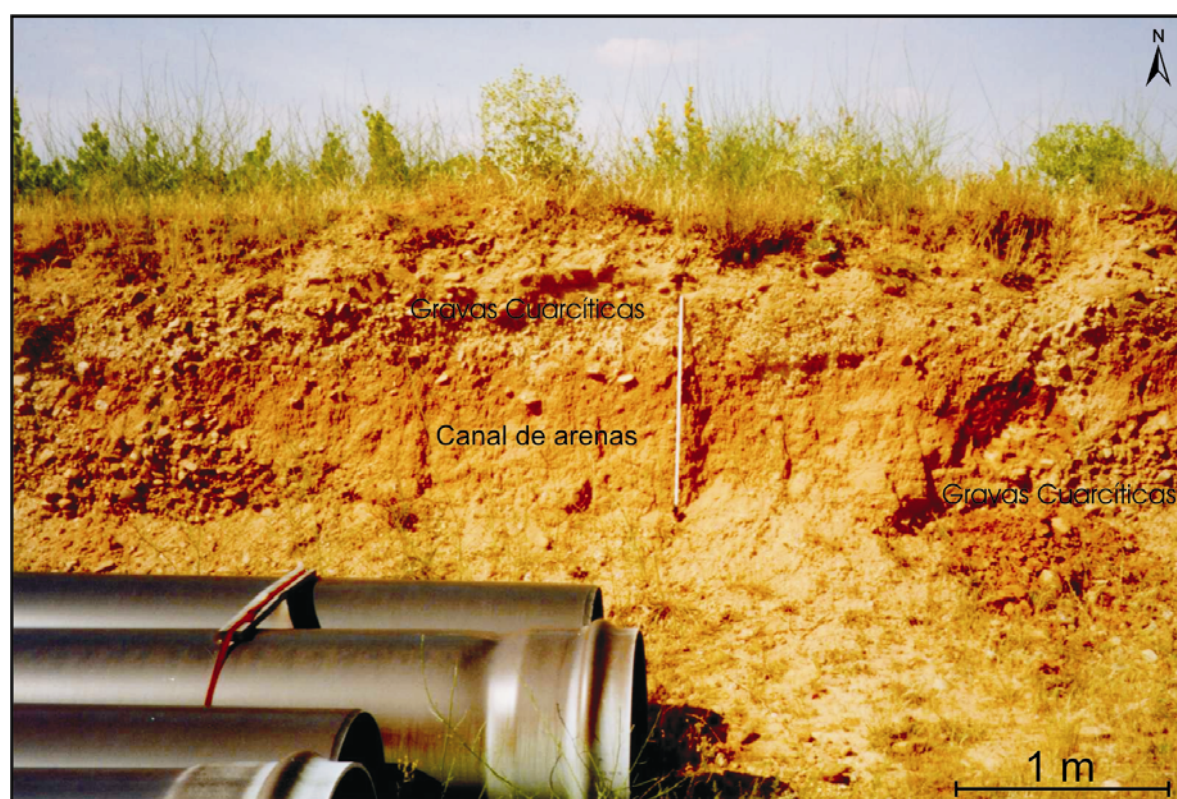


Figura 3.33. Depósitos fluviales (gravas y arenas) de la terraza a +65 m situada al sur de Tordómar, (Figura 3.32). El análisis de paleomagnetismo realizado en las arenas indican una polaridad normal (J.M. Páres, comunicación personal).

Aguas abajo, antes de llegar a Torrepadre, se localiza una secuencia de terrazas bien conservada donde además de los niveles descritos en el corte de Tordómar también están presentes terrazas situadas a +10 m, +14 m, +23 m, que son equivalentes, respectivamente, a las terrazas a +8-11 m, +12-17 m y +20-23 m del tramo de Covarrubias-Lerma.

Al norte de Torrepadre, se localiza una terraza con +73 m de altura relativa respecto al cauce que correspondería con el nivel colgado a +72-79 m descrito en el tramo del valle del río Arlanza delimitado por las poblaciones de Covarrubias y Lerma.

3.3.1.3. Tramo de Retortillo-Confluencia del río Arlanzón.

El valle del río Arlanza, aguas arriba de la confluencia del río Arlanzón y aguas abajo de la población de Retortillo, está enmarcado a ambos borde por las Calizas del Páramo Inferior, sobre las que se desarrolla la Superficie Poligénica del Páramo Inferior a alturas comprendidas entre los 900 y 910 m, que representan una altura diferencial de +139-160 m respecto al curso actual del río (Figuras 3.34 y 3.5, Apéndice I.8). Por debajo de las Calizas del Páramo Inferior, las litologías que forman las laderas del valle son las margas, calizas, calizas margosas, arenas y arcillas que componen las facies Cuestas, Cobos de Cerratos y Tordómar; las arenas, arcillas y limos de la facies Tierra de Campos; y las margas con yesos del Mioceno inferior (facies Dueñas), que afloran en las zonas más bajas del valle. Los niveles calcáreos de las facies Cobos de Cerrato, Tordómar y Dueñas, forman resaltes y planos estructurales que ocupan una parte importante del valle.

En la margen derecha del río Arlanza y yaciendo discordantes sobre las Calizas del Páramo Inferior aparecen depósitos pardo-rojizos de ambiente fluvial (Figura 3.34, Apéndice I.8), formados por gravas de cuarcitas y cuarzo, redondeadas y subredondeadas envueltas en una matriz preferentemente arenosa, que fueron interpretados como sedimentos de tipo “raña” por C. Zazo y J.L. Goy, en Núñez *et al.* (1975a), y Zazo y Goy (1977). Aunque estos sedimentos no presentan facies ni morfología típica de “raña”, han sido interpretados por Mediavilla *et al.* (1996), como sedimentos fluviales correlativos a los depósitos de “raña” formados por gravas y arcillas de abanicos aluviales que se localizan en las zonas de borde de la cuenca. Sin embargo, en los bordes de la cuenca estudiados, no se han localizado ni formas ni depósitos que correspondan con claridad a la Unidad morfosedimentaria de la Raña (Apéndice I.8). Estos sedimentos de origen fluvial se alzan respecto al río Arlanza +170 m.

En este tramo el río Arlanza presenta una dirección general este-oeste, con un curso fluvial sinuoso, que ha formado barras de meandro y meandros abandonados, actualmente conservados en los niveles de terraza más bajos. Sin embargo, a partir de la unión ambos ríos, Arlanza y Arlanzón, el valle adopta la dirección general NE-SO del valle del río Arlanzón.

En la secuencia de terrazas de este sector del valle del río Arlanza aparecen planos con gravas situados a +88, +74 y +65 m que se han interpretado como terrazas. Por debajo, están representados de forma discontinua términos de terraza intermedios que alcanzan cotas relativas de +49-50 m, +44-46, +38-40 m, +35 m, +30 m y +21-22 m (Figura 3.34). La terraza a +50 m, en ocasiones se encuentra a nivel del plano estructural formado sobre las calizas miocenas, aunque en otras localizaciones ocupan posiciones diferentes (Apéndice I.9, Figura 3.34).

Los niveles bajos de terraza están mejor conservados, en especial la terraza situada a +12 m que alcanza un buen desarrollo aguas abajo (Figura 3.35), y la terraza situada a +4-6 m, en la que aún son reconocibles canales abandonados de trazo difuso y meandros abandonados (Apéndice I.8). En una posición inferior se encuentra un nivel situado a 2-3 m de altura relativa, que también presenta meandros abandonados, y en la cual se encaja el nivel de la llanura aluvial, caracterizado por la presencia de barras de meandro y canales secundarios.

3.3.1.4. Secuencia de aterrazamiento.

La evolución fluvial del río Arlanza, deducida a lo largo de los tramos analizados, ha generado una secuencia compuesta por diecisiete niveles de terrazas fluviales, que se encuentra sintetizada en la Figura 3.36. Esta secuencia se distribuye desde los términos superiores, colgados a más de 100 m por encima del cauce (T1_{AZA}, +130-121 m; T2_{AZA}, +108-112 m), hasta los niveles más modernos, que alcanzan respecto al cauce los +2-3 m del nivel T14_{AZA}, o el metro escaso en el caso del nivel fluvial más reciente T17_{AZA}.

Las medidas de paleomagnetismo realizadas en los depósitos areno-limosos localizados en las terrazas T5_{AZA} (+72-79 m) y T6_{AZA} (+64-67 m), han dado una polaridad normal (J.M. Parés, comunicación personal).

En el tramo desde Tordómar hasta el límite oeste de la cartografía, C. Zazo y J.L. Goy, en Núñez et al. (1975a), también describen una secuencia de 17 niveles, definida por sectores y márgenes, repartidos desde la terraza holocena a +3 m, hasta la primera terraza, situada a +110 m. Anteriormente, Leguey y Rodríguez (1969a), reconocieron cuatro terrazas, definidas

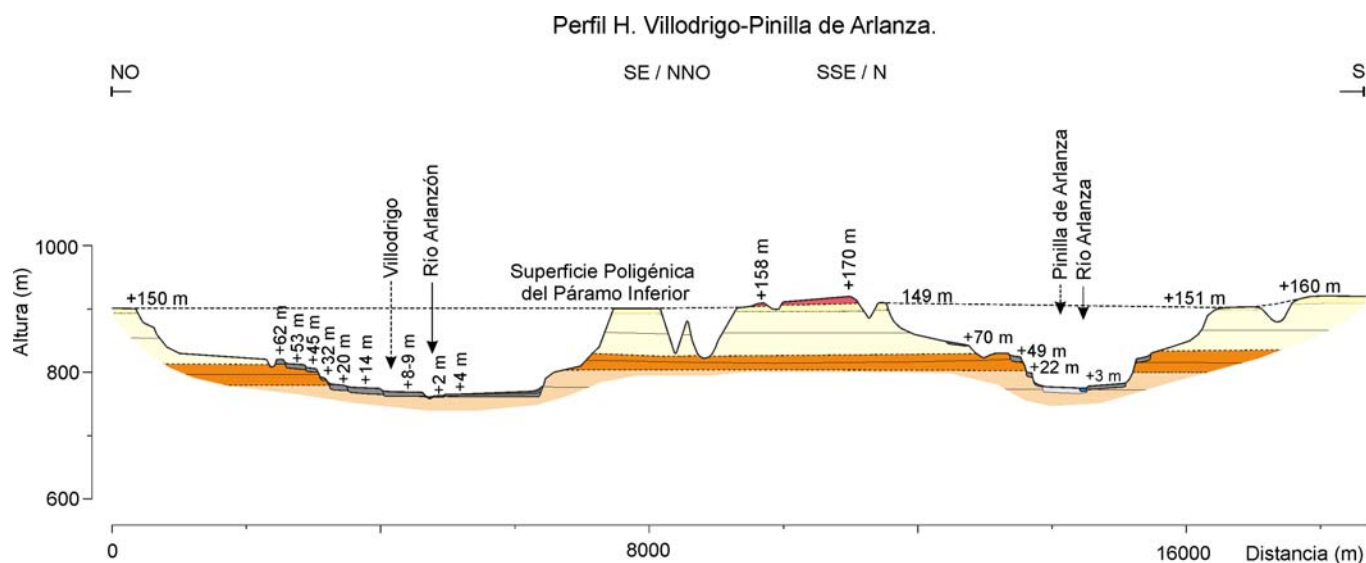


Figura 3.34. Perfil geomorfológico del valle del río Arlanza y el río Arlanzón aguas arriba de su confluencia (Villodrigo-Pinilla de Arlanza). Para consultar la leyenda, ver el Apéndice II.

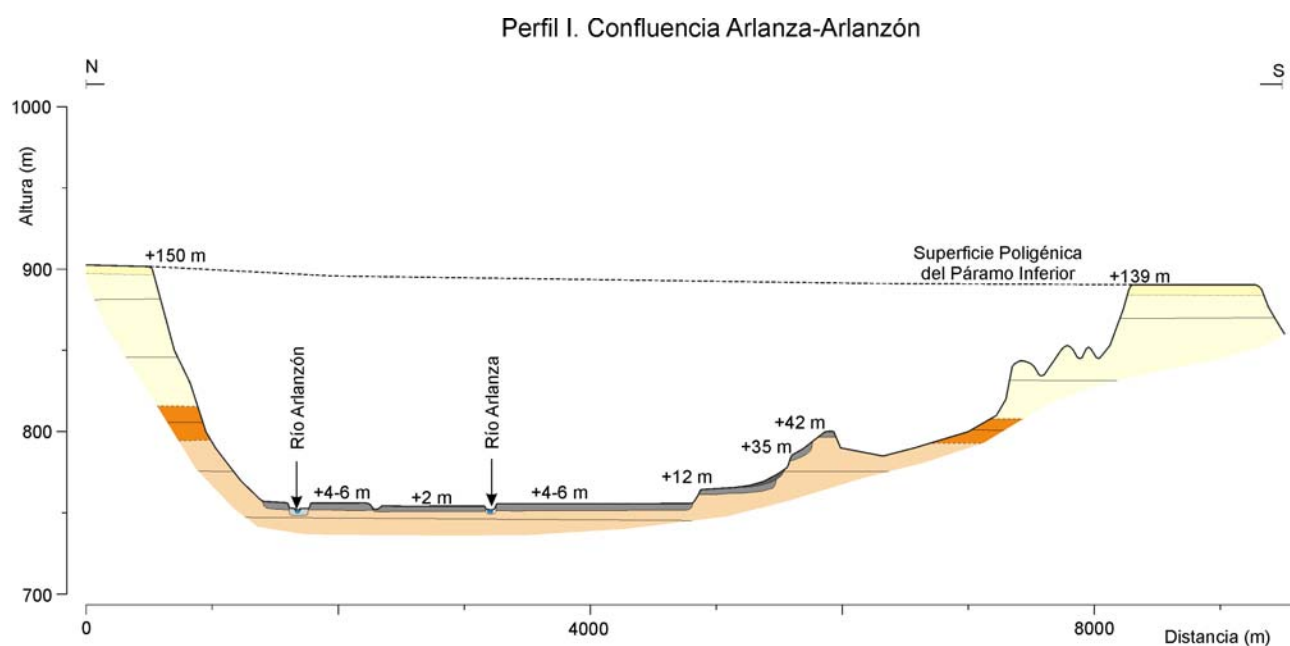


Figura 3.35. Perfil geomorfológico del valle del río Arlanza y el río Arlanzón en la zona de confluencia. Para consultar la leyenda, ver el Apéndice II.

Secuencia general		Tramo de Covarrubias-Lerma						Tramo de Todómar-Torrepadre	Tramo de Retortillo-Confluencia del Río Arlanzón	
Nivel de Terraza	Altura relativa	Perfil A. Puntedura	Perfil B. Quintanilla del Agua (I)	Perfil C. Quintanilla del Agua (II)	Perfil D. Bascones	Perfil E. Santillán del Agua	Perfil F. Villalmanzo	Perfil G. Tordomar	Perfil H. Pinilla de Arlanza	Perfil I. Confluencia del Arlanzón
T17 _{AZA}	+0,5-1								+1	+1
T16 _{AZA}	+2-3	+2	+2	+3	+3	+3	+2	+2	+3	+2-3
T15 _{AZA}	+4-6	+4		+6	+5	+5	+6	+5		+6
T14 _{AZA}	+8-11	(+10)			+11	+8	+8	(+10)		
T13 _{AZA}	+12-17	+12	+17	+13		+16	+15	(+14)		+12
T12 _{AZA}	+20-23	+23		+21		(+20)	+22	(+21)	+22	(+21)
T11 _{AZA}	+30								+30	
T10 _{AZA}	+33-36	+36	+34	+33	+36	+35	+34	+34		+35
T9 _{AZA}	+38-42									+38-42
T8 _{AZA}	+45-46				+45	+46			+(44-46)	+46
T7 _{AZA}	+49-57	(+56)	(+52)	(+54)	(+55)	(+53)	(+57)	+52	+49-50	
T6 _{AZA}	-64-67					+64	+67	+65	(+64)	
T5 _{AZA}	+73-79		+73	+75	+72	+76	+79	(+72)	+70-75	
T4 _{AZA}	+83-87		+83	+87	+85	+86	+87	+86	(+88)	
T3 _{AZA}	+94-106		+94	+98	+106	+97	+98			
T2 _{AZA}	+107-114	+108	+107	+112	+114					
T1 _{AZA}	+121-130	+121	+130	+121	+123					

Unidades morfológicas de referencia	+100-161 (SD2-SE2)		+149-160 (PI)	+139-150 (PI)
			+158-170 (BDPS)	

Figura 3.36. Cuadro sintético de la secuencia de aterrazamiento de los tramos analizados en el valle del Río Arlanza. Las alturas relativas. +73, están referidas en metros; (+21), cotas relativas de niveles presentes lateralmente al perfil; (PA), Planos culminantes de los sistemas aluviales astaracienses; (PI) Superficie Poligénica del Páramo Inferior; (DP), Depósitos fluviales terciarios; (PS), Superficie Poligénica del Páramo Superior, SE2-SD2, superficie de erosión Se2 y su sediplano correlativo.

por una altura relativa de +3-4 m, +10-12 m, +30-35 m y +60-65 m, que se correlacionarían, respectivamente, con las terrazas T14_{AZA}/T13_{AZA}, T12_{AZA}, T9_{AZA} y T6_{AZA} descritas en este estudio. La composición mineralógica de los niveles arenosos y arcillosos de estas terrazas es muy semejante (Leguey y Rodríguez, 1969c), y se caracteriza por los minerales pesados turmalina (70%) y granate, junto con porcentajes menores de andalucita, rutilo y circón. Los minerales ligeros más característicos son illita, caolinita, clorita y cuarzo.

3.3.2. VALLE DEL RÍO ARLANZÓN.

El río Arlanzón tiene su nacimiento en la Sierra de la Demanda, en las inmediaciones del Pico de San Millán (2132 m). Desde este punto el río drena los materiales cámbricos y paleozoicos de la Sierra de la Demanda, formando un valle de dirección inicialmente SO-NE, que adquiere una dirección N-S a la altura del Embalse de Arlanzón, y cambia bruscamente de dirección en la reclusa del Embalse de Uzquiza, tomando una dirección E-O. Este trazado general se mantiene bastante constante durante su curso por los materiales mesozoicos y oligocenos del borde NO de la Sierra de la Demanda y, a partir de la población de Arlanzón, por los materiales neógenos de la Cuenca del Duero, hasta la confluencia del río Ubierna, aguas abajo de Burgos, donde el valle torna a una dirección NO-SE (Figura 2.1), que excepto ligeras curvaturas, se conserva en el valle del río Arlanzón, y sucesivamente en los colectores Arlanza y Pisuerga, hasta la confluencia de este último con el río Duero.

En una posición intermedia de su trazado E-O, el valle del río Arlanzón engloba el extremo sur de la Sierra de Atapuerca, y controla el drenaje del extremo norte y el sector central de la Sierra a través de sus tributarios Vena y Pico.

En su flujo en el tramo de cabecera, el valle del Arlanzón está enmarcado por los relieves residuales de la Sierra de la Demanda y por los relieves llanos que los arrasamientos intraterciarios forman sobre los materiales mesozoicos y oligocenos, o por sus planos sedimentarios correlativos, como el plano superior de la facies Pedraja. En posiciones interiores de la cuenca el valle se desarrolla encajado en la Superficie Poligénica del Páramo Inferior.

Para analizar la evolución geomorfológica del valle del río Arlanzón, especialmente dirigido a establecer la evolución de los niveles de base fluviales respecto a la Sierra de Atapuerca, se ha prestado especial atención al tramo delimitado por las poblaciones de Arlanzón y Burgos, donde por otra parte la secuencia de terrazas tiene una de sus mejores representaciones. Las cartografías de este tramo se han realizado con fotogramas aéreos 1:18.000 y sobre planimetrías y topografías de escala 1:10.000 de la Diputación de Burgos, el

Ayuntamiento de Burgos y el Servicio Geográfico del Ejército. Con el objeto de contrastar la evolución de este tramo, también se ha realizado el análisis geomorfológico de su tramo alto, situado aguas arriba de Arlanzón, y de su curso bajo, antes de la desembocadura en el río Arlanza. De estos dos tramos se han elaborado las cartografías geomorfológicas a partir de las hojas topográficas escala 1:25.000 del CNIG y fotogramas escala 1:30.000.

3.3.2.1. Tramo de cabecera: Pico de San Millán-Arlanzón.

El río Arlanzón tiene su nacimiento en las laderas del Pico de San Millán (2132 m), cerca del Puerto de El Manquillo (1415 m), y fluye hacia el noroeste delimitado al nordeste y sudoeste por las crestas de la Sierra de la Demanda que están coronadas, respectivamente, por dicho pico y por el Alto de la Mencilla (1923 m). Los materiales de esta zona son edad Cámbrico (Alternancias de metareniscas y pizarras del Najerilla), Ordovícico (metareniscas y pizarras), y Carbonífero superior (pizarras, areniscas y conglomerados), aunque también existen afloramientos de los conglomerados y areniscas de la Facies Buntsandstein relacionados principalmente con fallas de dirección NE-SO y NO-SE (Boquera *et al.*, 1978b). Es precisamente una falla de esta dirección (NO-SE), que alcanza gran continuidad y se localiza en el borde sudoeste del valle, la que parece haber controlado la dirección hacia el noroeste que presenta el valle en su parte más alta, hasta el Embalse de Arlanzón (Figura 2.1). En la parte media de este embalse, el río corta una estructura sinclinal en los materiales ordovícicos, a partir de la cual el valle adopta direcciones S-N, hasta el borde norte de la Sierra de la Demanda, donde antes de salir a los materiales terciarios de la facies Pedraja, el valle, incidido en los materiales de las Alternancias del Najerilla, gira bruscamente hasta adquirir un trazado E-O.

Según la disposición del tramo aguas arriba de este giro, y la distribución de la facies Pedraja, parecen indicar que este sector del valle, ya habría actuado como colector y canal de desagüe durante la sedimentación de la facies Pedraja en el Mioceno medio. En este sentido, se han encontrado rellanos erosivos sobre los materiales cámbricos, adosados a las laderas del valle, que se sitúan en una posición morfológica semejante al plano superior de Pedraja (1200-1220 m), y por tanto, podrían corresponder a los niveles erosivos correlativos a la sedimentación de estas facies, esto es, a la superficie de erosión SE2 (Apartado 3.1.1.2.3). Por debajo de estos rellanos erosivos, se localiza otro nivel erosivo que forma planos situados a alturas que oscilan entre los 1150 y 1180 m y que han sido interpretados como correlativos a la superficie de erosión SE3.

Desde el Embalse de Uzquiza hasta la población de Arlanzón, el valle presenta una dirección general E-O, con la excepción del sector de Villasur de Herreros, donde presenta un

pequeño viraje hacia el ONO. Aguas abajo de este embalse el río drena primero conglomerados de edad Oligoceno-Mioceno inferior y posteriormente los conglomerados, areniscas, margas y calizas de la Facies Weald.

Las terrazas fluviales observadas se concentran aguas abajo de la pared del Embalse de Uzquiza (Apéndice I.4), aunque en la fotografía aérea se ha observado un nivel de terraza actualmente inundado por este embalse, además de otros planos carentes de depósitos que se sitúan en la margen derecha a la altura del agua del embalse, que corresponderían a una terraza erosiva situada unos 50 m de altura respecto al fondo del embalse. En esta zona, la superficie superior de Pedraja en la margen derecha y los planos erosivos correlativos de la margen izquierda, situados a 1200 m, se alzan entre 140 y 150 m respecto al que era el cauce del río. Aguas abajo, la superficie superior de Pedraja está a +135 m respecto al cauce, mientras que el plano intermedio e inferior de Pedraja se sitúan respectivamente a +120-130 m y a +80-100 m del río Arlanzón. En la margen izquierda también se encuentran planos erosivos situados a 1150 y 1120 m, que equivalen a unas alturas relativas respecto al río de +110 y +80 m. Estos planos han sido interpretados respectivamente como la superficie de erosión SE3 y un nivel erosivo de la terraza más alta encontrada en esta zona.

Los retazos de esta terraza con depósitos (Apéndice I.4), se sitúan entre Urrez y Villasur de Herreros, con una altura relativa de +86 m, y en una posición más alejada del río, situada al nordeste de Brieva de Juarros en el paraje conocido como La Cabezuela, donde alcanza los +91 m respecto al cauce (Figura 3.37, perfil J). En este último paraje, los depósitos de la terraza fosilizan planos erosivos formados en los carbonatos jurásicos que corresponde a la superficie de erosión SE3. Ambos planos de la terraza, formados por depósitos de gravas de cuarcita rubefactadas, arcillas y localmente arenas, parecen pertenecer al mismo nivel, en el cual se encajan las terrazas inferiores.

El siguiente plano de origen fluvial se encuentra encajado del orden de 6-10 m en la terraza anterior, y su borde alcanza alturas relativas respecto al cauce de +75-78 m (Figura 3.37, perfil J y K). Esta terraza forma un extenso plano de gravas cuarcíticas rubefactadas y arcillas, que se distribuye por la margen izquierda del valle del río Arlanzón durante 8,5 km (Apéndice I.4). Al norte de Brieva de Juarros, este nivel se emplaza por encima de la superficie de erosión SE4.

A +64 m del río Arlanzón hay un plano de terraza conservado al suroeste de Villasur de Herreros, por debajo del cual se desarrolla un nivel inferior colgado a +50-53 m del cauce, o a +47 m en las áreas más degradadas, que también forma planos de amplia extensión localizados desde aguas abajo de Villasur de Herreros hasta pasado Arlanzón (Figura 3.37, perfil J y K). Esta terraza presenta planos cuya formación es producto del flujo longitudinal

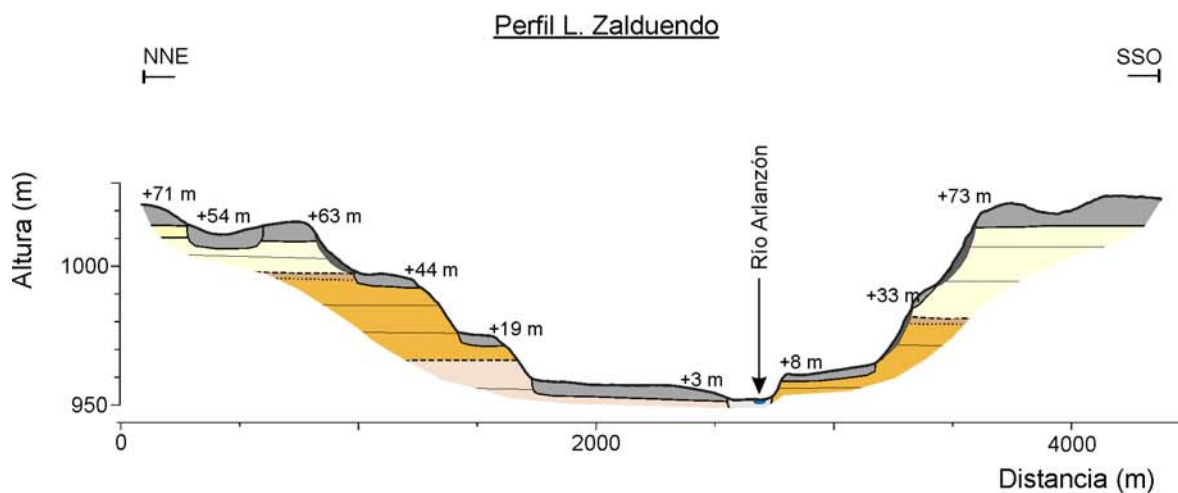
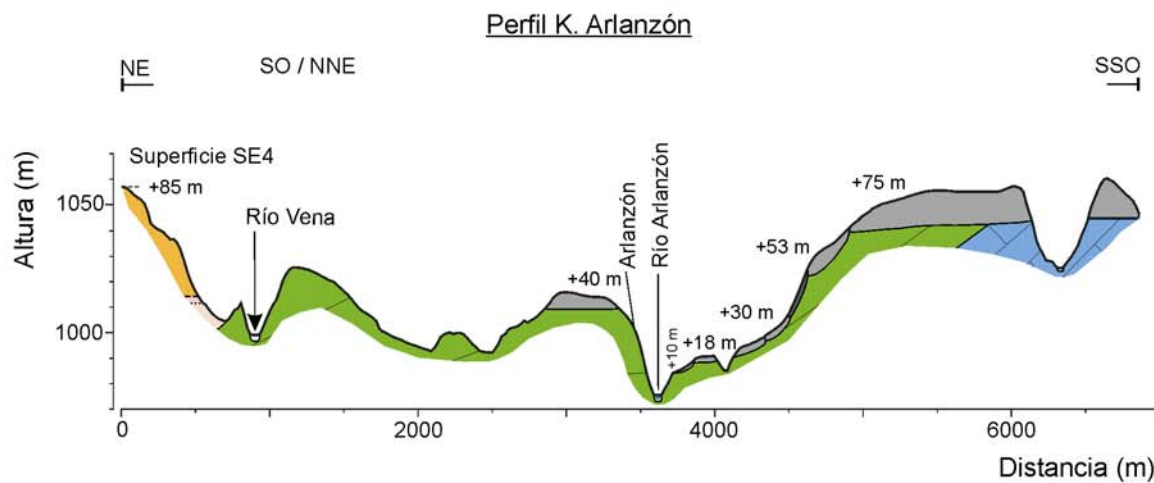
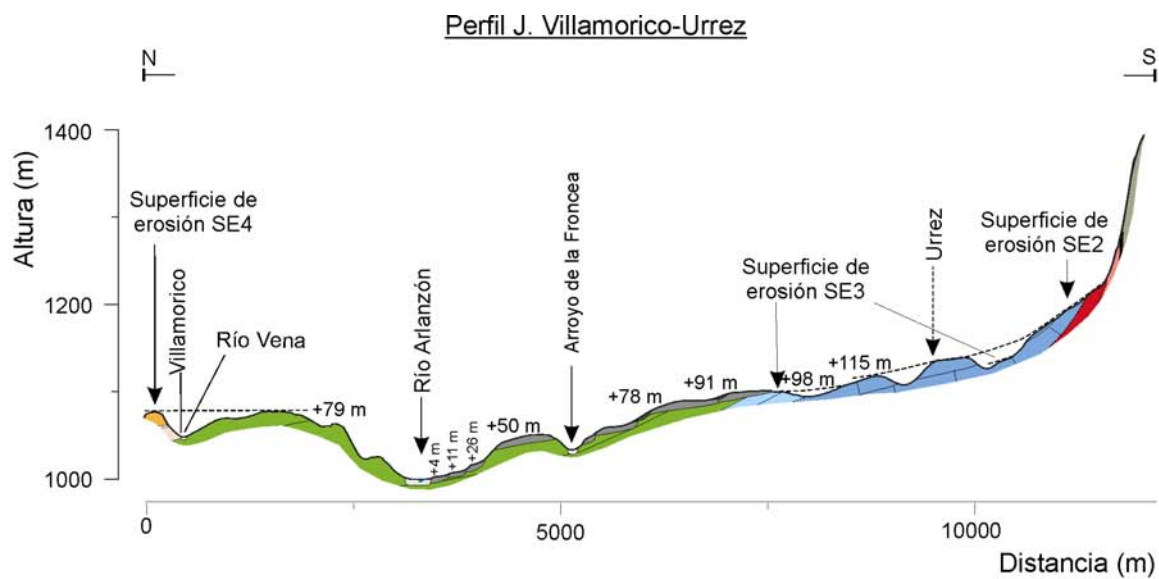


Figura 3.37. Perfiles geomorfológicos del valle del río Arlanzón entre las poblaciones de Villamorico y Urrez (J), a la altura de Arlanzón (K) y al sur de Zaldueño (L). Para consultar la leyenda, ver el Apéndice II.

del río Arlanzón, pero también aparecen planos de mayor pendiente, relacionados con el funcionamiento del valle del arroyo de la Froncea.

La articulación entre estas terrazas se encuentra coluvionado, por lo que no se ha podido observar el sustrato. Esta característica, unida al amplio desarrollo de los planos que forman estas terrazas, en especial la situada a +75-78 m y a +50-53 m del cauce, así como la elevada altura de los niveles superiores respecto al cauce, fueron razones que llevaron a considerar a estos depósitos de gravas rubefactadas y arcillas como “raña” (Boquera *et al.*, 1978b; Zazo *et al.*, 1983, 1987). No obstante, como ya se ha expuesto, estos depósitos están escalonados, con morfologías típicas de terrazas fluviales que se enmarcan dentro de la secuencia regional.

La siguiente terraza que se ha observado se encuentra encajada 20 m en el nivel de +50-53 m, situándose a una altura relativa de +26 m en los retazos situados aguas arriba y +29-30 m aguas abajo, donde están asociados al valle del arroyo de la Froncea.

Esta terraza está por encima de un nivel inferior, que se encuentra únicamente en la parte baja de este tramo, y que tiene una altura relativa que aumenta aguas abajo desde los +19-20 m, hasta los +26 m al sur de Arlanzón.

La terraza siguiente ocupa mayor extensión, distribuida desde el Embalse de Uzquiza hasta Arlanzón, principalmente en la margen izquierda, y también en la margen izquierda del arroyo de Quintanar (Apéndice I.4). Esta terraza presenta una altura relativa respecto al cauce del Arlanzón que varía entre +13 y +17 m cerca de Arlanzón.

En la margen izquierda, por debajo de esta terraza se desarrollan niveles más bajos, que presentan respecto al cauce una altura de +8 m y +5 m, mientras que en la margen derecha, entre Villasur de Herreros y la desembocadura del río de Valdecarros aparece un nivel aún inferior, que se alza +1,5-2 m respecto al cauce.

En la llanura aluvial se han diferenciado dos niveles, uno casi a la altura del cauce, que presenta barras activas y canales secundarios funcionales en periodos de lluvias, y un nivel algo más alto, donde estos elementos geomorfológicos se encuentran más difuminados.

En la margen izquierda, a ambos márgenes del río Valdecarros, destacan plataformas estructurales formadas sobre conglomerados, a los que Boquera *et al.* (1978b) situaron en el Oligoceno, y que podrían corresponder con los conglomerados y arcillas del Oligoceno-Mioceno inferior que afloran en otras zonas del área analizada. Entre estas plataformas

estructurales destaca un nivel más constante, que alcanza una altura respecto al cauce de +42 m y que fue interpretado como terraza fluvial por Zazo *et al.* (1983, 1987).

3.3.2.2. Tramo de Arlanzón-Burgos.

El paso del tramo anterior a éste, delimitado por las poblaciones de Arlanzón y Burgos, se produce a través de una angostura localizada en el pueblo de Arlanzón, en donde el río atraviesa los materiales cretácicos de la Facies Weald (Figura 3.37, perfil K). En esta localización el caudal del Arlanzón recibe importantes aportes de las surgencias localizadas en las rocas carbonatadas de la Facies Weald, que le permiten mantener un caudal continuo aguas abajo durante las estaciones secas.

A su salida de esta pequeña cerrada, el río drena en general con sentido oeste, aunque presenta dispersiones menores respecto a esta dirección. La dirección E-O del valle es bastante constante hasta la altura de la población de Ibeas de Juarros, donde se produce un ligero cambio de rumbo hacia el ENE-OSO. Coincidiendo con este viraje, se produce un pequeño salto o cabeceo en el actual perfil longitudinal del valle, que ha sido igualmente reconocido en las reconstrucciones de los perfiles longitudinales de algunas de las terrazas fluviales (Apartado 4.2.1.1, Figura 4.7). Esta nueva dirección se mantiene durante un corto espacio, concretamente hasta la confluencia del río Cueva, variando hacia rumbos ONO, desde este punto hasta Castañares/San Medel, y de nuevo E-O desde dicha localidad hasta la ciudad de Burgos.

El trazado lineal que en general presenta el valle según una dirección E-O, así como la dirección N-S del valle en la Sierra de la Demanda, fueron interpretadas por Zazo *et al.* (1983), como de origen tectónico, relacionados con fallas de estas mismas direcciones, cuyo funcionamiento durante el Cuaternario habría controlado la formación y desarrollo del valle.

A favor de la influencia tectónica, en el desarrollo de este tramo se ha observado que el contacto entre las facies terciarias a uno y otro lado del valle del río Arlanzón se encuentran descompensados, con una diferencia de alturas de la margen derecha respecto a la izquierda que oscila en torno a los 30 metros (Figura 3.37, perfil L; Figura 3.38; Figura 3.39, perfiles P y Q; Apéndices I.1 y I.2).

Estos datos parecen indicar la existencia de un accidente tectónico, de tipo falla, localizada en la margen izquierda del valle, que explicaría la fuerte asimetría que caracteriza buena parte de este tramo del valle del río Arlanzón, caracterizado por una morfología escalonada mejor conservada en la margen izquierda, donde las terrazas medias y bajas alcanzan mayor desarrollo, y una margen izquierda que se distingue por sus escarpes

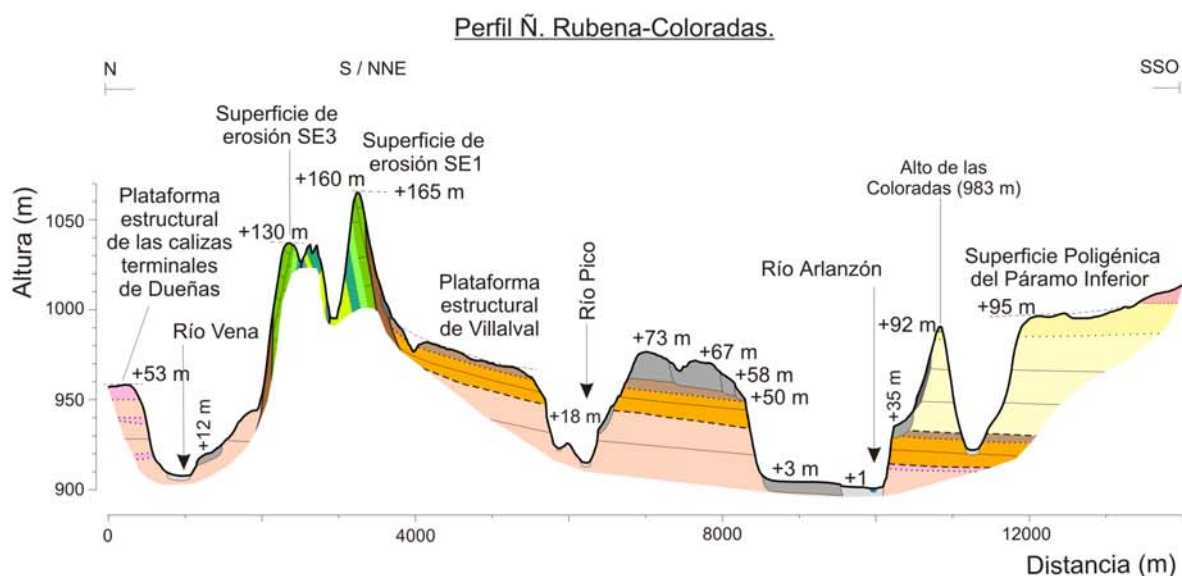
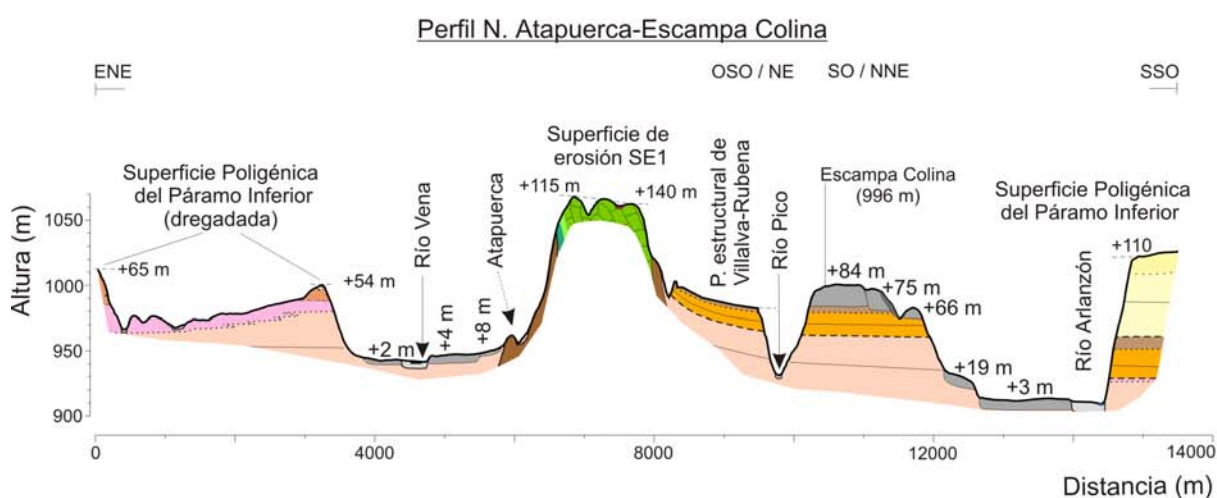
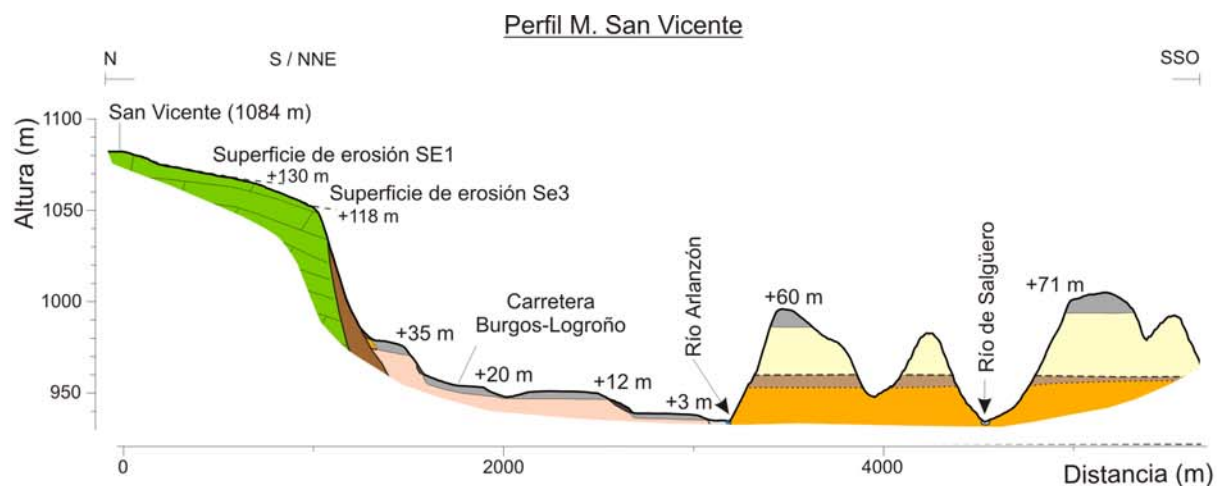


Figura 3.38. Relaciones morfológicas de las terrazas de los valles de los río Arlanzón y Vena, con la Sierra de Atapuerca y los niveles terciarios. Para consultar la leyenda, ver el Apéndice II.

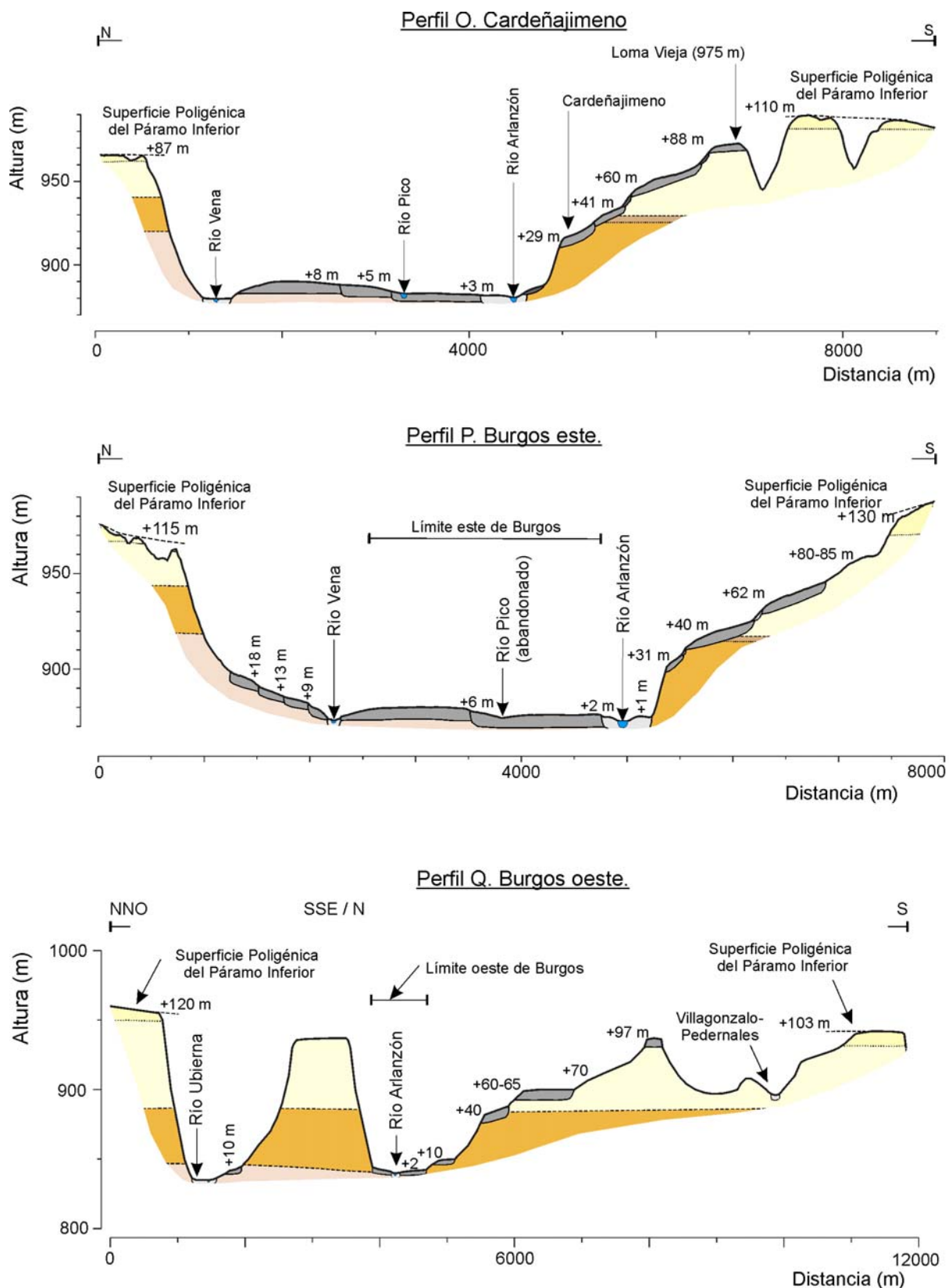


Figura 3.39. Perfiles geomorfológicos de la zona de confluencia de los río Arlanzón, Vena y Pico (O y P), y aguas abajo de Burgos (Q). Para consultar la leyenda, ver el Apéndice II.

abruptos, con frecuencia verticales, que están formados en los materiales terciarios y que con frecuencia culminan con terrazas altas o medias (Figura 3.37, perfil L; Figura 3.38; Figura 3.39; perfiles P y Q. Apéndice I.1). El curso actual del río Arlanzón tiene lugar pegado a la margen izquierda, y durante gran parte de su trazado fluye adyacente al escarpe (Apéndice I.1).

Respecto a esta supuesta fractura que afecta a los materiales neógenos, no se ha podido establecer si ha sufrido reactivaciones durante el Cuaternario, tal como propone Zazo *et al.*, (1983), o si el trazado actual del río sólo obedece a la incisión a favor de la zona de debilidad que representa la falla, exhumando progresivamente lo que podría considerarse el escarpe de falla.

Los virajes menores respecto a la dirección general de valle E-O y los escalones o cabeceos presentes en el perfil longitudinal del fondo actual del valle, también detectados en los perfiles longitudinales de las terrazas (Apartado 4.2.1.1, Figura 4.7), podrían estar relacionados también con este accidente del sustrato inferido.

En este tramo, el valle está labrado en los materiales neógenos: las Calizas del Páramo Inferior, la facies Cuestas, la facies Tierra de Campos y las facies Dueñas y Villatoro, y en los materiales mesozoicos y del Oligoceno-Mioceno inferior de la Sierra de Atapuerca y del borde oeste de la Sierra de la Demanda.

Los bordes del valle del río Arlanzón están constituidos por los arrasamientos intraterciarios del borde oeste de la Sierra de la Demanda y de la Sierra de Atapuerca, y por la Superficie Poligénica del Páramo Inferior (Figuras 3.37, 3.38 y 3.39, Apéndices I.1, I.4 y I.5). En los materiales mesozoicos de la Sierra de Atapuerca, los bordes de las superficies de erosión SE1 y SE2 se alzan respectivamente +130 m y entre +110-115 m respecto al río. Estas alturas respecto al cauce, en la orla mesozoica de la Sierra de la Demanda, son de +90-140 m para la superficie de erosión SE2, entre +125 y +80 m para la superficie de erosión SE3, y de tan sólo +75-80 m para la superficie de erosión SE4, que puede ocupar una posición inferior a la terraza de + 70-78 m. Las cotas del arrasamiento SE4 (990-1010 m), como ya se mencionó en el Apartado 3.1.1.2, coincide en líneas generales con la Superficie de Poligénica del Páramo Inferior, que en el flanco este de la Sierra de Atapuerca, se sitúa entre los 1015 y los 1020 m, unos 65 m por encima del cauce; posición inferior a la terraza de +72 m ubicada en Zanduendo, con 1026 m de cota absoluta. Aguas abajo, sin embargo, esta terraza y las superiores ya se encuentran encajadas en la Superficie Poligénica del Páramo Inferior, la cual oscila entre los 1026 m en las cercanías del alto de Revildago y los 970-980 m que alcanza al sur de Burgos; cotas que marcan una altura diferencial respecto al cauce de +90-120 m. En la margen derecha, donde se unen los valles del río Arlanzón y el río Vena, la Superficie

Poligénica del Páramo Inferior, tiene alturas menores, delimitadas entre los 995 m y los 955 m, a +80-100 m de altura del río Vena.

Los restos del nivel más antiguo de la secuencia de aterrazamiento fluvial, tienen su representación más clara al sur de Burgos, en el cerro de la Hijosa y de la Serna (antena de telefonía), donde el borde del plano de la terraza se alza entre los +97 y +100 m respecto al cauce del Arlanzón (Figura 3.39, perfil Q). Aunque inicialmente los depósitos fluviales compuestos por gravas cuarcíticas rubefactadas que se ubican en el Alto de las Coloradas (993 m), se emplazaron en un nivel inferior (Benito y Pérez-González, 2002), también pertenecerían a esta primera terraza fluvial, ya que su cota relativa es de +93 m, pese a ser un plano degradado (Figura 3.38, perfil Ñ). Estos retazos de la primera terraza fluvial se encuentran a nivel de la Superficie Poligénica del Páramo Inferior (Alto de la Hijosa) o encajados en ella 5 ó 6 m (Alto de las Coloradas y la Serna).

En una posición inferior se emplaza la segunda terraza fluvial, cuyas representaciones se ubican al sur de Burgos, en el cerro Doradillo o de las Lomas (Figura 3.39, perfil O), localizado al sur de Cardenajimeno (+88-90 m) y en el Alto de Escampa Colina (+84 m). Los depósitos de gravas cuarcíticas ferruginizadas y arcillas rojas, situados en esta última localización, fueron considerados como sedimentos de tipo “raña” en trabajos anteriores (Pineda, 1997a), pero como ya se ha apuntado, pertenecen al segundo término de la secuencia de aterrazamiento fluvial descrito en esta zona. Según las cotas relativas y su posición morfológica respecto a los niveles inferiores, este nivel sería el mismo que el plano situado a +84-91 m entre Urrez y Villasur de Herreros ya mencionado en el tramo anterior.

El plano de la terraza fluvial de +75-78 m, que se ha descrito en la margen izquierda de ese mismo tramo, tiene su continuación aguas abajo de Arlanzón hasta Ibeas de Juarros, manteniendo cotas relativas de +70-76 m (Figura 3.37, perfil L; Figura 3.38, perfil M). Este mismo nivel también está presente en dos localizaciones de la margen derecha: en las proximidades de Zalduendo, donde tiene +71 m de altura respecto al río Arlanzón y ocupa una posición más elevada que el borde de la Superficie Poligénica del Páramo Inferior conservada al noroeste, y encajado en la terraza del Alto de Escampa Colina, donde presenta una cota relativa de + 75 m (Figura 3.38, perfil N).

Los depósitos de estas terrazas se caracterizan por unos suelos con perfiles A/E/Bt. El horizonte Bt contiene una distribución homogénea de arcillas de iluviación, formadas por películas gruesas y continuas, con colores 2,5YR y 10R, y clastos de cuarcita frecuentemente terrados (Pérez-González *et al.*, 1999).

La siguiente terraza fluvial está emplazada a cotas relativas que varían de +60 m a +67 m. Tiene una amplia representación, distribuyéndose en las proximidades de Zalduendo, al sur de Ibeas de Juarros o en la margen derecha entre Cardeñajimeno y Burgos. Sobre la Plataforma estructural de Villalval-Rubena (Figura 3.38, perfil N), este nivel aumenta ligeramente de cota relativa hasta los +73 m (Figura 3.38, perfil Ñ, Apéndice I.1), aunque en los planos situados río abajo, en la margen izquierda (Cardeñajimeno), la altura relativa vuelve a situarse en torno a los +60-64 m. En su ubicación al sur de Burgos (Figura 3.39, perfil Q), los materiales que forman esta terraza se pueden observar en un hueco de explotación de áridos, donde afloran barras compuestas por gravas subredondeadas, de 2-4 cm de tamaños medios y 21 cm de centil, de composición preferentemente cuarcítica (>85%), que intercalan bancos y canales de arenas gruesas y medias-finas, sin estructuras sedimentarias visibles, además de limos (Figura 3.40). El espesor visto supera los 4 m. Los limos y arenas situados en una posición cercana a la base de la terraza, han sido muestreados para realizar análisis de paleomagnetismo, de los cuales se ha obtenido una polaridad inversa (J.M. Parés, comunicación personal).



Figura 3.40. Barras de gravas y niveles areno-limosos del techo de la terraza de +65m del río Arlanzón localizada al sudeste de Burgos (Figura 3.39, perfil Q).

Por debajo del nivel anterior, se emplaza una terraza fluvial más moderna, cuyas representaciones se pueden observar actualmente al norte de Orbaneja-Riópico, en Zalduendo y al sur de Arlanzón (Figura 3.37). En este último lugar la formación de esta terraza ha estado

relacionada con el funcionamiento del valle del arroyo de la Froncea. Las cotas respecto al cauce del río Arlanzón son de +50-55 m, aunque al norte de Orbaneja-Riopico, donde esta terraza se apoya sobre la Plataforma estructural de Villalval-Rubena, alcanza +67 m (Figura 3.38, perfil Ñ; Apéndice I.1). En Zaldueño, el plano que forma esta terraza, se inserta aguas arriba entre las terrazas de +74-73 m y la de +60 m dejando un pequeño corredor plano entre ambas (Figura 3.37, perfil L). En el extremo occidental de este mismo plano, una gravera deja expuesto los depósitos de la terraza, compuestos fundamentalmente por barras de gravas, aunque también incluye pequeños canales de arenas medias y gruesas (Figura 3.41), cuya polaridad magnética es normal (J.M. Parés, comunicación personal).

En esta terraza, se encaja un nuevo nivel fluvial de escasa presencia. A él se han asignado un plano localizado al sur de Zaldueño, que se alza +46 m respecto al río (Figura 3.37, perfil L), y una serie de planos distribuidos al norte de los Cuarteles de Castrillo y en las inmediaciones aguas abajo, donde yacen sobre las calizas astaracienses que forman la Plataforma estructural de Villalval-Rubena, alcanzando alturas relativas de +55-60 m (Figura 3.38, perfil Ñ; Apéndice I.1).

En ambas localizaciones, este nivel se encuentra encajado en la terraza anterior, y ligeramente por encima (5 m) de un nivel más reciente colgado a +38-42 m respecto al cauce del río que adquiere mayor presencia a lo largo de este tramo. Río arriba, esta terraza de altura relativa media +40 m, se distribuye en la margen derecha del río Arlanzón, dando lugar a planos con depósitos fluviales que se pueden continuar hacia el norte, donde la terraza es compartida por el río Vena, respecto a la que alcanza una altura de +15 m (Apéndice I.1). Los planos de la terraza también se distribuyen bordeando las terrazas altas de Zaldueño, indicando que durante esta época el río Arlanzón estaría formado por varios brazos fluviales, alguno de los cuales habría circulado por el valle del arroyo Chorruea, y posiblemente, por el valle del arroyo del Prado, dejando las terrazas altas de Zaldueño aisladas. En esta misma margen, pero a la altura de Ibeas de Juarros, la terraza forma pequeños planos adosados a la ladera, situados a +39-40 m, mientras que en el extremo occidental de la Plataforma estructural de Villalval-Rubena, la terraza tiene +50 m de altura relativa, aunque en posiciones situadas en la margen izquierda y aguas abajo, este nivel vuelve a tener cotas relativas entre +40 m.

Como se ha venido describiendo, las terrazas situadas entre el nivel de +60-67 m y este de +38-42 m que se apoyan sobre las calizas astaracienses de la Plataforma de Villalval-Rubena, aumentan de cota relativa aguas abajo debido a que la pendiente longitudinal que las terrazas tienen sobre esta plataforma es menor que la pendiente del actual fondo de valle. En esta zona de la margen derecha, la facies micríticas de las calizas astaracienses que forman la Plataforma estructural de Villalval-Rubena, parecen haber constituido un nivel resistente a la

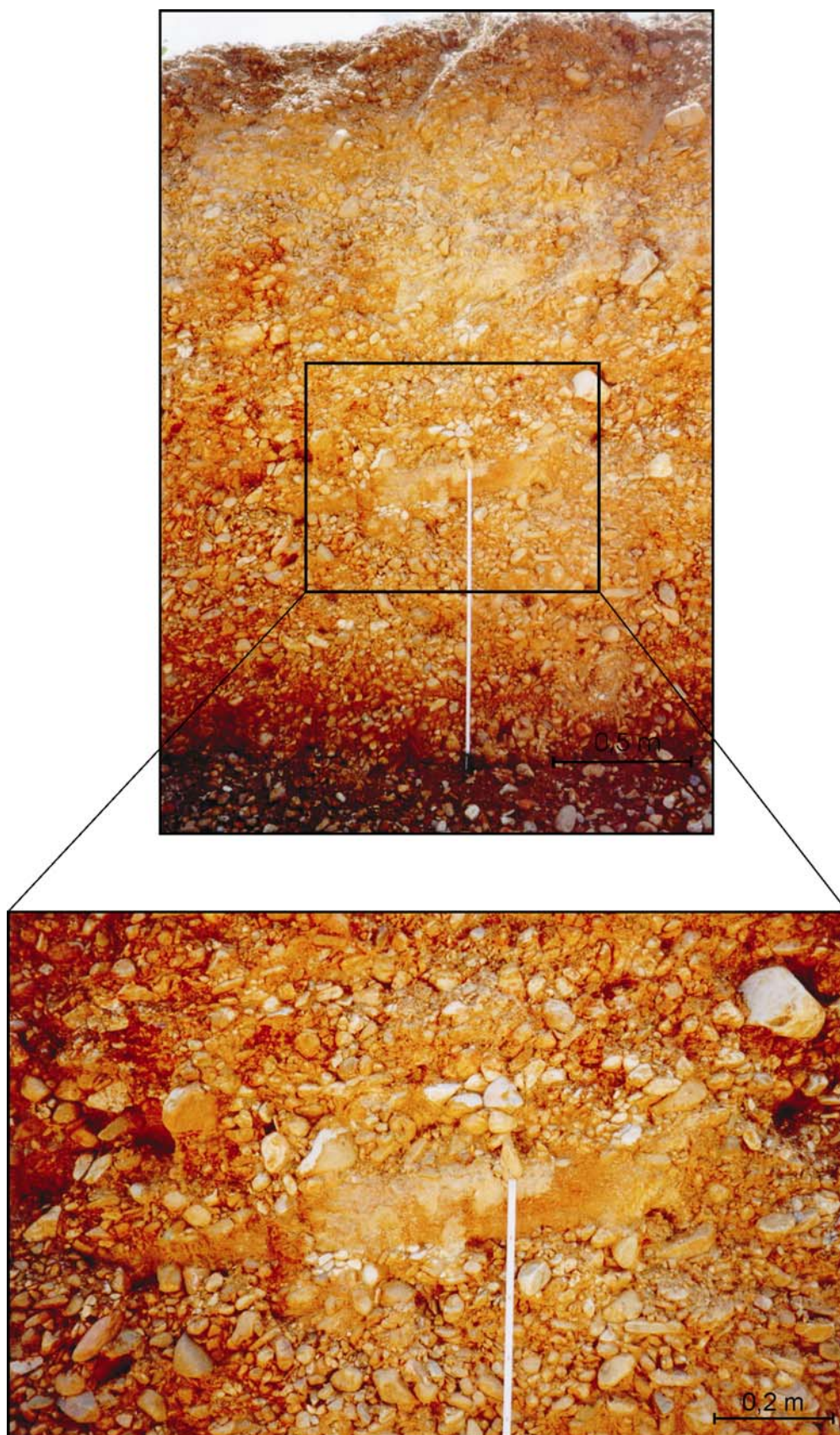


Figura 3.41. Barras de gravas y canales de arenas de la terraza a +50-54 m localizada al SO de Zaldueño. Los niveles de arenas muestreados han dado una polaridad normal (J.M. Parés).

erosión que habría condicionado o frenado la incisión de los niveles de base fluviales, respecto a posiciones situadas aguas arriba y aguas abajo.

Esta circunstancia ya no se observa aguas abajo de dicha plataforma, donde por ejemplo la terraza de +40 m corta discordantemente a las calizas astaracienses, de facies más arcillosas en esta zona (García *et al.*, 1997), ni tampoco aparece esta dispersión de las elevaciones relativas en los niveles inferiores de terrazas, que ya se encuentran por debajo de las calizas astaracienses en este sector.

A alturas relativas de +33-35 m se desarrolla una terraza más reciente, que se puede observar en la margen derecha, desde el polvorín de Zalduendo hasta el norte de Ibeas de Juarros, o en la margen izquierda, al sur de San Medel, donde presenta un escarpe muy pronunciado, a cuyo pie discurre el río (Figura 3.38, perfil Ñ). Los materiales de la terraza que se observan en el escarpe son gravas con cantos imbricados y arenas que presentan un espesor visto de 4 m. Este nivel es difícilmente distinguible de la terraza que se desarrolla por debajo, caracterizada por elevaciones relativas que oscilan entre +26-30 m que tiene al sur de Arlanzón y los +29-30 m que alcanza en Cardeñajimeno. Al norte de Ibeas de Juarros y encajado en el nivel de +33-35 m, se ha observado una franja de gravas cuarcíticas que forman un pequeño rellano a cotas relativas de +27-30 m, que correspondería a esta nueva terraza.

La terraza fluvial que se encaja a continuación ocupa una extensión considerable, dando lugar a planos al sur de Arlanzón, que se alzan a +17 m del cauce, y entre el polvorín de Zalduendo y los Cuarteles de Castrillo del Val, donde su elevación respecto al río es de +20 m (Figura 3.38, perfil M y N, Apéndice I.1), aunque puede ser menor en las zonas más degradadas.

Por debajo, se emplazan las terrazas bajas del río Arlanzón, entre las que se ha podido diferenciar niveles situados a +12-16 m, +8-10 m, +4-6 m, y +2-3 m (Figuras 3.37, 3.38 y 3.39). El nivel de +12-16 m se lo puede observar en la margen izquierda y aguas abajo de Arlanzón, apoyada sobre la facies Santa María del Campo (Figura 3.42A). En esta posición la terraza está formada por gravas cuarcíticas con matriz arcillo-arenosa, dispuestas en dos paquetes, entre las cuales se localizan unos dos metros de arenas finas y limos (Figura 3.42B). Esta terraza se distribuye a lo largo de todo el tramo, desde aguas abajo de Arlanzón, hasta la confluencia de los valles del Arlanzón y el Vena, posición donde la terraza es compartida por el río Vena, al igual que sucede con el nivel inferior de +8-10 m, que también está presente en la parte alta de este tramo, y el nivel situado a +4-6 m, conservado casi exclusivamente en entre los ríos Arlanzón y Vena. La terraza a +2-3 m se distribuye en la margen derecha de

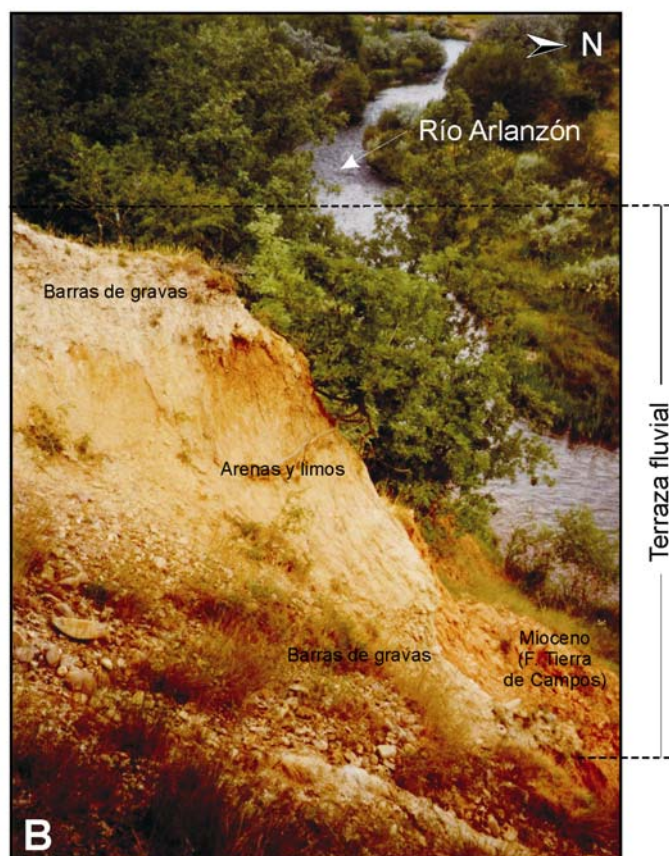


Figura 3.42. Posición morfológica (A) y depósitos de gravas, arenas y limos (B) de la terraza colgada a +12 m del río Arlanzón, que se localiza en la margen derecha y río abajo de la población de Arlanzón.

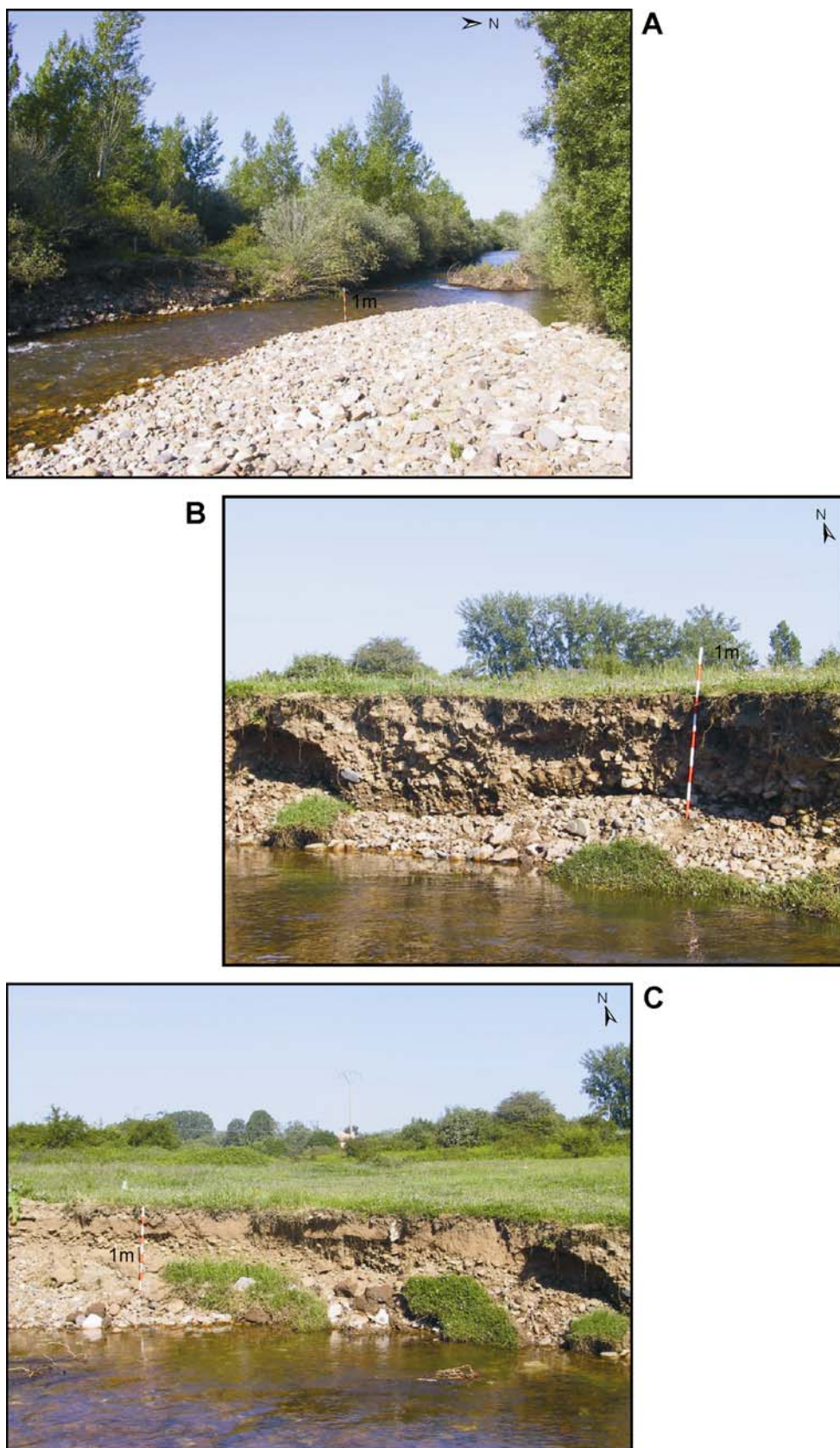


Figura 3.43. Curso actual del río Arlanzón y depósitos fluviales más recientes. A) Barra fluvial activa del cauce del río Arlanzón, B) Depósitos de gravas de la llanura aluvial, C) Depósitos de gravas, arenas y limos de la llanura aluvial.

forma muy continua, formando una extensa superficie compuesta por gravas y arenas que aún conserva localmente el trazado difuso de canales abandonados (Apéndice I.1).

En estas terrazas bajas, los perfiles edáficos están formados por un horizonte A que da paso al horizonte Bt, bandeado y continuo caracterizado por colores 5YR (Pérez González *et al.*, 1999).

La llanura aluvial se ha subdividido en dos niveles, según la periodicidad de los procesos que operan en ella. El nivel superior, elevada +1 m respecto al cauce del río, sin demasiados canales secundarios y en uso por las actividades antrópicas, y el nivel inferior, caracterizado por un denso entrelazado de canales secundarios, barras fluviales activas y utilizada en menor medida por las actividades humanas (Figura 3.43). Los sedimentos que actualmente arrastra el río, son principalmente gravas (Figura 3.43A y B), con predominio de cuarcitas (80-90%), frente a otras rocas metamórficas, como metareniscas y pizarras, y a las gravas de composición calcárea. El tamaño de las gravas oscila entre tamaños medios de 4-6 cm y máximos observados de 50-60 cm. En la llanura también se han observado, aunque en proporción, sedimentos finos compuestos por arenas y limos (Figura 3.43C).

Los suelos de la llanura aluvial están caracterizados por la ausencia del horizonte Bt (Pérez González *et al.*, 1999), dejando perfiles tipo A/C de tonos pardos (10YR).

3.3.2.3. Tramo bajo: Villaverde Mogina-unión con el río Arlanza.

A su salida de la ciudad de Burgos, el río Arlanzón sufre una ligera curvatura hacia el sur, aunque su trazado general sigue en dirección oeste hasta la confluencia del río Ubierna, posición en la que sufre una inflexión brusca hacia el SO, que se conserva hasta la unión con el río Arlanza. Durante su curso antes de la zona de confluencia, el fondo del valle del río Arlanzón está constituido por los niveles bajos de terraza, desde la llanura aluvial hasta los niveles de +8-10 m, y afloramientos más dispersos de terrazas medias-bajas y medias, que pueden alcanzar el nivel de +50-55 m.

Este trazado de dirección NE-SO, que se prolonga hasta el valle del río Duero, ha sido frecuentemente explicado por un accidente tectónico, de forma que Pineda (1997a), lo relaciona con un desgarre de zócalo de desplazamiento senestral que continuaría por el Corredor de la Bureba, y Pérez-González *et al.*, (1994) lo asocia a la prolongación el accidente Béjar-Alba-Villoria, bifurcación de la lineación Plasencia-Mesejana.

El valle está labrado en la secuencia neógena, desde las arenas y arcillas de la facies Tierra de Campos, hasta las Calizas del Páramo Inferior con que culmina la facies Cuestas. En posiciones algo más alejadas del valle, por encima de estas calizas, aflora localmente el ciclo sedimentario del Páramo Superior. A la altura de Villaverde Mogina, el fondo del valle incide en las arcillas, margas y limos de la facies Dueñas que afloran en la margen izquierda del valle.

Al igual que durante todo este trazado lineal, en el tramo delimitado entre dicha población y la desembocadura del río Arlanzón, los bordes del valle están constituidos por la Superficie Poligénica del Páramo Inferior, que se sobre eleva alrededor de +150 m por encima del cauce del río. Unos 20-30 m por encima de esta superficie se localiza la Superficie Poligénica del Páramo Superior, conservada en ambas márgenes del valle aguas arriba de este tramo (Iglesias, Quintanilla de Jomunío) y aguas abajo en la margen izquierda del río Arlanza. En la margen izquierda de este tramo por encima de las Calizas del Páramo Inferior, aparecen depósitos de tonos rojizos formados por gravas de cuarcitas y cuarzo envueltas en una matriz areno-arcillosa, que son relacionadas con depósitos fluviales correlativos a la Unidad morfosedimentaria de la Raña en los bordes de cuenca (Mediavilla *et al.*, 1996), aunque en este trabajo no se han descrito depósitos de “raña” en las zonas de borde de la región nororiental de la Cuenca del Duero (Apartado 3.1.2.1.4). Estos depósitos están elevados +158 m respecto al cauce del río Arlanzón (Figura 3.34).

En este tramo, aunque el río circula aproximadamente por posiciones centrales del valle, las márgenes presentan una configuración asimétrica, definida por una morfología escalonada en su margen derecha, debida a una secuencia compuesta por terrazas bajas y medias-altas, que por contra, están casi ausentes en la margen izquierda, donde sólo aparecen los niveles más bajos y notables morfologías de conos de deyección. Por encima de estos conos, son de distinguir los planos estructurales que se han formado a favor de las calizas terminales de la facies Dueñas.

El desarrollo más completo de la secuencia de terrazas de este tramo, se localiza en la transversal situada a la altura de Villodrigo (Figura 3.34), donde el término superior de la secuencia, corresponde a un nivel de poca presencia, que se alza +62-59 m respecto al cauce, y se encaja en una plataforma estructural que fue interpretada como una terraza por C. Zazo y J.L. Goy, en Nuñez *et al.* (1975a).

Por debajo, se emplaza la terraza fluvial de +53 m de altura relativa, que da paso a un nivel inferior, situado a +46-45 m, el cual, lateralmente y aguas abajo, se desdobra en un nivel más reciente elevado +40 m respecto al cauce del río Arlanzón.

El siguiente nivel, compuesto por una estrecha banda, presenta una altura relativa de +28-32 m, a cuyo pie del escarpe se sitúan los ápices de abanicos aluviales que cubren parcialmente los niveles inferiores, caracterizados respectivamente por una altura relativa de +19-20 m y +10-11 m (Figura 3.34).

En una posición inferior se desarrollan las terrazas más bajas del río Arlanzón, que se levantan respecto a este +4-6 m y +2-3 m. En la terraza de +4-6 m se pueden observar formas bien conservadas de meandros abandonados y canales no funcionales de trazado más difuso.

Estos canales también están presentes en el nivel a +2-3 m, que ha quedado colgado por la acción erosiva del río Arlanzón, como se puede observar al oeste de Villodrigo, donde el río incide en las margas terciarias. Aguas abajo el cauce del Arlanzón se abre, dejando a sus márgenes el nivel fluvial más reciente que constituye la llanura aluvial.

Aguas abajo de la confluencia con el Arlanza, las terrazas más bajas, (+2-3 y +4-6 m), tienen continuación y también se pueden observar los niveles situados a +12, +35 y +40 y +46 m en la margen izquierda (Figura 3.35).

3.3.2.4. Secuencia de aterrazamiento.

La secuencia de terrazas presente en el valle del río Arlanzón está organizada en dieciséis niveles (Figura 3.44). Esta secuencia se reparte entre el término más antiguo T1_{AZN}, que se alza a +92-97 m del cauce, y la terraza T14_{AZN} (+2-3 m) por debajo de la cual se instala la llanura aluvial, de escasa amplitud, que ha sido dividida en dos niveles: T15_{AZN} (+1 m) y T16_{AZN} (+0,2 m).

Dentro de la secuencia existen niveles de difícil diferenciación, como ocurre con las terrazas T8_{AZN} (+19-30) y T9_{AZN} (+26-35), o los niveles T7_{AZN} (38-40 m) y T6_{AZN} (+44-46 m), que se hayan separadas por un encajamiento muy leve.

En los sedimentos de las terrazas T4_{AZN} (+60-67 m) y T5_{AZN} (+50-54 m) se han llevado a cabo medidas de paleomagnetismo que han dado una polaridad inversa para el muro de la terraza T4_{AZN} (+60-67 m) y normal para T5_{AZN} (+50-54 m) (J.M. Parés, comunicación personal).

La secuencia deducida es semejante a la que propusieron Zazo *et al.* (1983, 1985) para la cabecera del río Arlanzón, con excepción del nivel T₈ (+25 m) definido por estos autores,

que no ha sido reconocido en este trabajo, y el nivel T1_{AZN} (+92-97 m) que no se localiza en el tramo analizado por estos autores.

La terraza T6_{AZN} (+44-46 m) descrita en el presente estudio, tampoco fue propuesta por dichos autores en la cabecera del río Arlanzón, pero sí en la desembocadura (C. Zazo y J.L. Goy, en Núñez *et al.*, 1975a, 1975b), donde reconocen una secuencia compuesta por 18 niveles: T₁ (+110 m), T₂ (+87-90 m), T₃ (+72 m), T₄ (+65 m), T₅ (+52 m), T₆ (+46 m), T₇ (+40 m), T₈ (+35 m), T₉ (+28 m), T₁₀ (+22 m), T₁₁ (+20 m), T₁₂ (+16 m), T₁₃ (+12 m), T₁₄ (+9 m), T₁₅ (+7 m), T₁₆ (+5 m), T₁₇ (+3 m) y T₁₈ (+1,5 m), la mayoría de los cuales tienen correspondencia con los niveles de la secuencia propuesta en el actual estudio, excepto las terrazas T₁₅ (+7 m), T₁₂ (+16 m), T₁₀ (+22 m), que podrían corresponder a variaciones locales o a niveles desdoblados por dispersiones en las medidas, tal como indicaron C. Zazo y J.L. Goy (en Núñez *et al.*, 1975a). Por otra parte, la terraza T₁ (+110 m), podría tener su equivalencia en la terraza T1_{AZN} (+92-97 m), aunque en la cartografía de estos autores este nivel a +110 m queda señalado únicamente como una terraza erosiva sobre las margas yesíferas y calizas margosas del Mioceno situadas al este de Villaverde Mogina, que en el presente estudio se ha optado por reflejar como plataforma estructural.

Por otra parte, esta secuencia de aterrazamiento ha resultado ser más compleja que la recogida en otros estudios, como el de Pineda (1997a), donde se describen seis niveles: T1 (+47-65 m), T2 (+20-50 m), T3 (+7-25 m), T4 (+9-12 m), T5 (+4-5 m) y T6 (+1-2 m), más la llanura aluvial; o los de P. Cabra (en García *et al.*, 1997), que establece el número de terrazas en cinco, esto es: T1 (+70-75 m), T2 (+40-45), T3 (+25-30 m), T4 (+12-15 m), T5 (+3-7 m) y la llanura aluvial. En los trabajos de Leguey y Rodríguez (1969a, 1969b, 1969c), también se describe una secuencia reducida a cuatro terrazas (+5-6 m, +12-15 m, +40-45 m, +65-70 m), cuyos depósitos de arenas medias y gruesas están caracterizadas por una mineralogía pesada compuesta por turmalina (>60 %), y, en porcentajes semejantes, circón, granate, estauroлита, andalucita, rutilo y diópsido. Los minerales ligeros más frecuentes en los sedimentos arcillosos son illita, clorita, caolinita, cuarzo y los accesorios goethita y anortita. Frente a la composición que estos autores obtienen en las terrazas del Arlanza (Leguey y Rodríguez, 1969c), es de destacar la presencia de diópsido que es explicada por la posible presencia de materiales efusivos intercalados en las rocas carboníferas que drena el río Arlanzón en su cabecera. Las gravas de las terrazas son fundamentalmente de composición cuarcítica, aunque también incluyen en menor medida otras rocas metamórficas, también procedentes de la Sierra de la Demanda, como son pizarras y metareniscas. Los clastos de composición calcárea son mucho menos frecuentes. Los tamaños medios oscilan entre los 3 y 8 cm, y el máximo observado en torno a los 30-50 cm.

Secuencia general			Tramo Pico de San Millán -Arlanzón	Tramo Arlanzón-Burgos							Tramo de Villaverde Mogina- Desembocadura en el Río Arlanza		
Nivel de Terraza		Altura relativa	Perfil J. Villamorico-Urrez	Perfil K. Arlanzón	Perfil L. Zalduendo	Perfil M. San Vicente	Perfil N. Atapuerca-Escampa Colina	Perfil Ñ. Rubena-Coloradas	Perfil O. Cardeña-jimeno	Perfil P. Burgos este	Perfil Q. Burgos oeste	Perfil H. Villodrigo	Perfil I. Confluencia Arlanza Arlanzón
Llanura	T16 _{ΔZN}	+0,2	+0,2	+0,2	+0,2	+0,2	+0,2	+0,2	+0,2	+0,2		+0,5-1	+0,5-1
	T15 _{ΔZN}	+1	+1		+1	+1	+1	+1	+1	+1			
T14 _{ΔZN}		+2-3	+2		+3	+3	+3	+3	+3	+2	+2	+2-3	+2-3
T13 _{ΔZN}		+4-6	+5						+5	+6		+4-6	+4-6
T12 _{ΔZN}		+8-10	+8	+10	+8				+8		+10	+10	
T11 _{ΔZN}		+12-13				+12	(+13)		(+12)				+12
T10 _{ΔZN}		+13-20	+13-17	+18	+19	+20	+19	(+20)				+19-20	
T9 _{ΔZN}		+19-30	+19-25	+30		(+30)	(+30)		+29	+31		+28-30	
T8 _{ΔZN}		+26-35	+26-29		+33	+35		+35					+35
T7 _{ΔZN}		+38-42		+40	(+38)	(+40)		+50	+40	+40	+40	+40-42	+38-42
T6 _{ΔZN}		+44-46			+44			+58				+46	+46
T5 _{ΔZN}		+50-54	+50-53	+53	+54			+67				+53	
T4 _{ΔZN}		+60-67	+64		+63	+60	+67	+73	+60	+62	+60-65	+61	
T3 _{ΔZN}		+70-78	+75-78	+75	+71-73	+71	+75						
T2 _{ΔZN}		+84-88	+86-91				+84		+88				
T1 _{ΔZN}		+92-97						+92			+97		

Unidades morfológicas de refencia			(+65-70(PI))		+110 (PI)	+95 (PI)	+87-110 (PI)	+113-130 (PI)	+103 (PI)	+150 (PI)	+139-150 (PI)
	+85-100 (SE3)	+85 (SE3)									
	+115 (SE2)			+118 (SE2)							
				+130 (SE1)	+140 (SE1)	+165 (SE1)					

Figura 3.36. Cuadro sintético de la secuencia de aterrazamiento de los tramos analizados en el valle del Río Arlanza. Las alturas relativas. +73, están referidas en metros; (+21), cotas relativas de niveles presentes lateralmente al perfil; (PI) Superficie Poligénica del Páramo Inferior; (PS), Superficie Poligénica del Páramo Superior; SE2, superficie de erosión SE2; SE1 superficie de erosión SE1.

A lo largo de la secuencia de terrazas se observa una catena definida por suelos Alfisols de tipo Palexeralf (A/E/Bt), en las terrazas altas, suelos Alfisols de tipo Haploxeralfs (A/Bt) en las terrazas bajas, y suelos Fluvent (A/C) de la llanura aluvial (Pérez-González *et al.*, 1999).

3.3.3. VALLE DEL RÍO UBIERNA.

El curso del río Ubierna presenta un trazado singular, que comienza en la zona en el Páramo de Masa (Cordillera Cantábrica), drenando hacia el Corredor de la Bureba, para posteriormente atravesar transversalmente la Franja plegada de Montorio-Ubierna, y entrar en la Cuenca Terciaria del Duero, con dirección NO-SE y posteriormente NE-SO, hasta su confluencia en el río Arlanzón, que se produce entre Villalbilla y Tardajos.

La zona de cabecera del río Ubierna (Cuenca Hidrográfica del Duero), formada por los arroyos que drenan la zona de enlace entre el Páramo de Masa y la Depresión de la Bureba, está en proceso de captura por la red fluvial del río Homino (Cuenca Hidrográfica del Ebro). Tal y como expone Pineda (1997b), la divisoria entre la cuenca de ambos ríos está formada por un frente o escarpe erosivo, que retrocede hacia el sur y oeste erosionado por la red fluvial del río Homino.

Este río y sus afluentes están progresivamente capturando la cuenca alta del río Ubierna, como ocurre en la población de Hontomín, donde el río Homino ha capturado el fondo de valle del arroyo de Fuentepaña, que correspondería al antiguo curso del río Ubierna; u otras capturas más antiguas, como debió suceder con los valles angostos y cañones que, hacia el oeste, surcan transversalmente a la Franja plegada de Montorio-Ubierna y actualmente se hayan colgados respecto al nivel de base que marca el río de la Molina y el arroyo de Fuente Monte (afluentes del río Homino), en los materiales terciarios de La Bureba (Figura 3.45). Los cursos fluviales que labraron los valles ahora colgados (arroyo de la Hoz, río Ríoseras), antes de la captura debieron tener un trazado similar al que en la actualidad presenta el río Ubierna, drenando los materiales de la Bureba en su tramo alto antes de seccionar transversalmente la Franja plegada de Montorio-Ubierna. Así mismo, es de esperar que en el futuro, el avance del frente de captura deje colgado el cañón del río Ubierna, de modo semejante a la actual disposición de los citados valles y cañones.

El escarpe erosivo, separa dos cuencas donde la morfodinámica actual es muy diferente: la cuenca del río Homino, caracterizada por una red dendriforme y morfologías acarcavadas, que denotan la acción erosiva de la red fluvial, y la cuenca del río Ubierna,

formada por terrenos más llanos, menos rugosos y una red fluvial menos incidida y de escasa capacidad erosiva (Figura 3.45).

El río Ubierna a su paso por la Franja plegada de Montorio-Ubierna, ha formado un valle sobreimpuesto a la estructura tectónica, dando lugar a un cañón estrecho y meandriforme, que se encaja en los arrasamientos intraterciarios y secciona depresiones de control litoestructural (Apartado 3.2.1.1.1). A su salida de los materiales cretácicos y del Oligoceno-Mioceno inferior que constituyen esta franja, el valle del río Ubierna se ensancha, recibiendo por la izquierda los aportes del arroyo de la Hoz y el río Ríostras. En esta zona y antes de su confluencia con el río Arlanzón, ambas márgenes del valle están enmarcadas por la Superficie Poligénica del Páramo Inferior, que se iza entre +120-130 m respecto al río Ubierna.

Es precisamente en esta zona donde convergen los ríos Ubierna, Ríostras y el arroyo de la Hoz, tras atravesar la Sierra de Ubierna, donde está mejor conservada la secuencia de terrazas producto de la evolución fluvial cuaternaria de estos cursos fluviales (Apéndice I.3.2). La terraza de mayor extensión está localizada en la margen derecha del río Ríostras, entre éste y el arroyo de la Hoz y en la margen izquierda del río Ubierna. Tiene una altura relativa de +16-20 m y está formada por gravas calcáreas, de 30 cm de tamaño máximo observado, y canales de arenas de tamaño medio, con desarrollo de costras carbonatadas edáficas que pueden llegar a cementar las gravas localmente.

Por encima de este nivel y en la margen derecha del río Ríostras, se han cartografiado niveles más elevados (+26 m y +40 m), compuestos fundamentalmente por gravas calcáreas, cuya morfología parece indicar que proceden de flujos laterales al valle principal, por lo que se han reflejado como glacia.

Encajada en la terraza a +16-20 m, que es la que mayor extensión alcanza, se emplazan sucesivamente otros cuatro niveles: +12-14 m, +9 m, +4-6 m y +2-3 m, que en buena medida están representadas por formas erosivas. La llanura aluvial se localiza 1-2 m por encima del cauce y está formada por limos, arcillas, arenas y gravas (Figura 3.39, perfil Q).

3.3.4. VALLE DEL RÍO ÚRBEL.

El valle del río Úrbel se inicia en Fuente Úrbel, donde además el río recibe aportes de otros cursos fluviales, como el río Talamillo. Desde esta zona, situada en la Franja plegada de Montorio-Ubierna, el río Úrbel ha excavado su valle siguiendo la zona de debilidad impuesta

por el desgarre dextral de la Falla del Úrbel-Ubierna, de dirección NO-SE. Durante este trazado, el río Úrbel comparte al norte la divisoria hidrográfica con el río Antón, perteneciente a la Cuenca Hidrográfica del río Ebro. Aguas abajo de Montorio, el río cambia a direcciones N-S, formando un valle estrecho y encajado con algunos tramos meandriiformes, que se sobreimpone a la estructura tectónica y secciona transversalmente a la Franja plegada de Montorio-Ubierna hasta su salida a la Cuenca del Duero. En este trayecto por la Cordillera Cantábrica, el río Úrbel erosiona los materiales mesozoicos (Keuper, Jurásico y Cretácico), encajándose del orden de +100-130 m en las altiplanicies de los arrasamientos intraterciarios, correspondientes en su mayoría a la superficie de erosión SE2.

En su curso por los materiales neógenos de la Cuenca del Duero, el valle describe un trazado N-S o NNE-SSE, que se prolonga hasta su confluencia con el río Arlanzón, en las proximidades de la población de Frandovínez. Este tramo del valle se encuentra encajado a ambos márgenes en la Superficie Poligénica del Páramo Inferior, elevada respecto al curso actual del río del orden de 130 m.

El tramo cartografiado del valle se ciñe al sector localizado entre Úrbel del Castillo y Huérmeces, incluyendo de este modo parte de su trayecto por la Cordillera Cantábrica y los primeros kilómetros por los materiales terciarios de la Cuenca del Duero (Apéndice I.3.1).

La secuencia de terrazas que actualmente se conserva en el valle del río Úrbel tiene un desarrollo muy limitado, cuyas representaciones se conservan en Úrbel del Castillo, con una terraza elevada a +10 m del cauce (T_{3UR}), en los molinos de Úrbel (T_{4UR} , +5 m), y en el tramo situado entre Huérmeces y Santibáñez-Zarzaguda, donde los niveles observados (T_{1UR} , T_{2UR} , T_{4UR} y T_{5UR}) se alzan respecto al cauce +20-22 m, + 16 m, +4-5 m y +3-2 m (Apéndice I.3.1). En este tramo también son frecuentes los abanicos aluviales procedentes de los aportes laterales.

Los sedimentos observados en la superficie de las terrazas son gravas calcáreas y gravas de cuarzo y cuarcita que proceden de la erosión de las facies siliciclásticas del Cretácico.

3.3.5. VALLE DEL RÍO VENA.

El curso del río Vena transcurre entre su nacimiento situado en la vertiente occidental de la facies Pedraja, y su afluencia al río Arlanzón, en la ciudad de Burgos. Durante su trayecto recibe el aporte de otros arroyos de cierta importancia, como el arroyo de San Juan, que compite en longitud con el tramo alto del río Vena, o el río Hurones, que se une al Vena a

la altura de Villímar. El río Pico, antes de su canalización también drenaba al río Vena en la zona de confluencia con el río Arlanzón. Su cuenca de drenaje se ha desarrollado, principalmente, sobre la secuencia sedimentaria neógena, desde las unidades inferiores, correspondientes a la facies Dueñas y Villatoro, hasta las Calizas del Páramo Superior o el ciclo sedimentario del Páramo Superior, representado cerca del Puerto de la Brújula (Apartado 3.1.2.3). No obstante, esta cuenca también incluye los materiales mesozoicos, en su mayoría cretácicos, del extremo norte y el flanco este de la Sierra de Atapuerca. A rasgos generales, el trazado del río Vena describe un arco que rodea por el norte a dicha Sierra.

El valle alto del río Vena incide progresivamente en las tres superficies formadas sobre las facies Pedraja, equivalentes respectivamente al sediplano correlativo de la superficie de erosión SE2 y a las superficies SE3 y SE4. Valle abajo, la margen derecha pasa a estar ocupada por la plataforma estructural de las calizas terminales de la facies Dueñas, colgada +40-65 m del río, y algún pequeño retazo de la Superficie Poligénica del Páramo Inferior, que adquiere mayor presencia desde Rubena hasta Burgos, donde forma altiplanicies que se alcanzan a +80-100 m del cauce. A su salida de las facies Pedraja, en la margen izquierda del valle, también se conservan la plataforma estructural y la Superficie Poligénica del Páramo Inferior, pero sin embargo, en esta margen del valle adquieren mayor desarrollo las superficies de erosión de la Sierra de Atapuerca y la Plataforma estructural de Villalval-Rubena, elevadas respecto al cauce +160-110 m en el caso de la superficie de erosión SE1, +145 m para la superficie SE3 y +90-55 m para la plataforma estructural. En esta margen, el valle bajo del Vena es compartido con el río Arlanzón. La cartografía geomorfológica del valle del Vena recoge el tramo completo, desde la zona de cabecera cartografiada a escala 1:25.000 (Apéndice I.4), hasta los tramos medios y bajos, cartografiados a escala 1:10.000 (Apéndice I.1).

Las formas más antiguas relacionadas con la evolución fluvial del valle del río Vena se conservan en la zona de cabecera sobre la facies Pedraja. Aunque dada la falta de buenos afloramientos resulta complicado discernir entre los depósitos cuaternarios y la facies Pedraja, se ha decidido separarlas como terrazas fluviales en función de su morfología. El valle alto del río Vena, que discurre entre las superficies de Pedraja, presenta en sus laderas una serie de formas de glaciares, agrupadas en un único nivel, cuyos bordes aumentan progresivamente aguas abajo desde los +8 m hasta los + 31 m. Estos glaciares ocupan una posición morfológica equiparable a los planos más altos relacionados con la evolución del río San Juan, afluente del Vena. La disposición de estos planos de terraza, que se prolongan desde el río San Juan hasta el río Vena, siguiendo el actual valle del arroyo de Campogrande, indica que el río San Juan tuvo conexión con el río Vena, por el valle que actualmente recorre dicho arroyo. La altura de este plano que actualmente se conserva en el río Vena (T1_V), aumenta de altura aguas abajo,

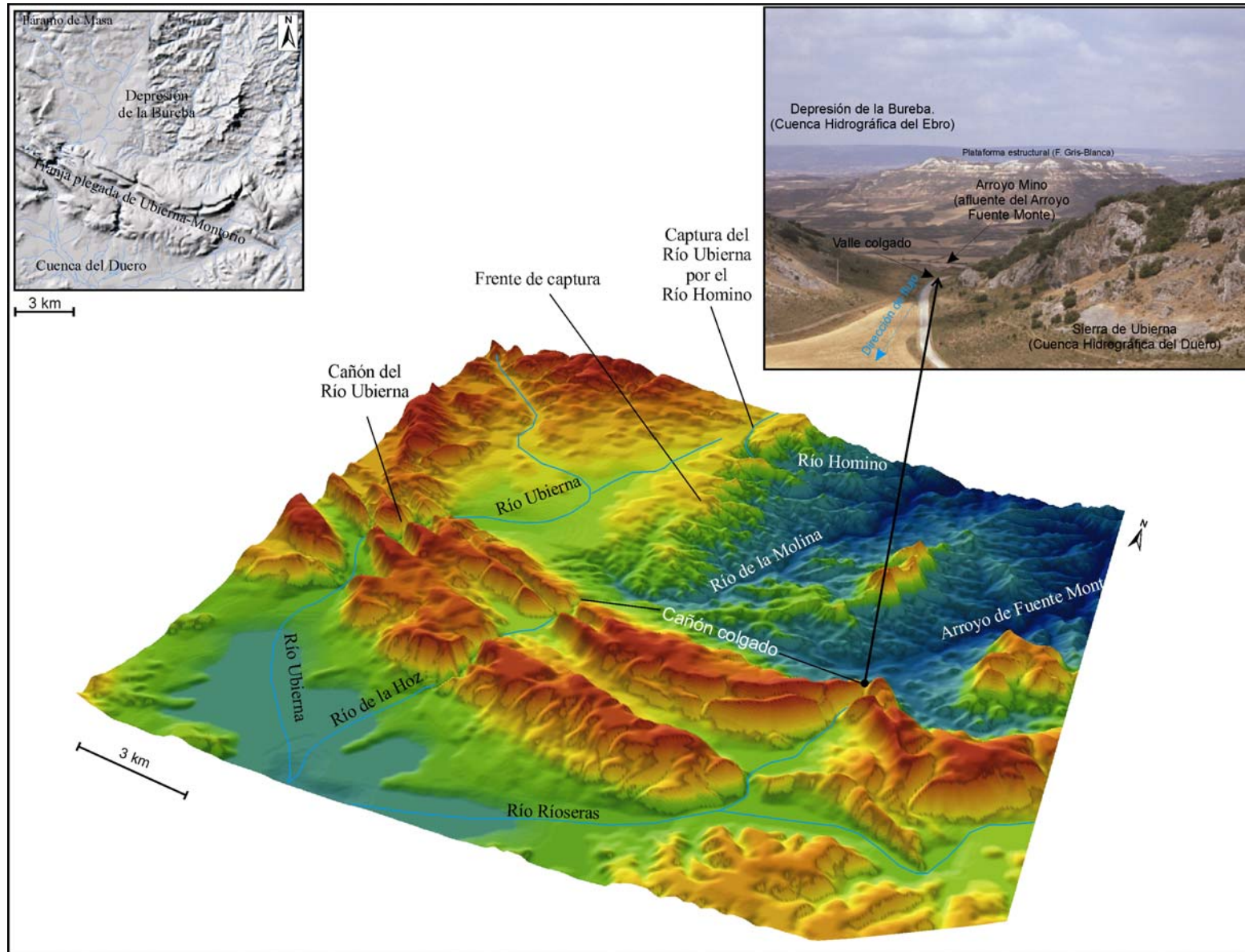


Figura 3.45. Frente de captura de la cuenca del Río Ubierna (Cuenca Hidrográfica del Duero), por el Río Homino y sus afluentes (Cuenca Hidrográfica del Ebro).
 A) Modelo de sombreado del relieve. B) Perspectiva del modelo digital de elevaciones. C) Fotografía del cañón colgado al sur de Tobes y Rahedo.

desde los +30 m que tiene respecto al cauce del río San Juan, hasta los +50 m que se iza respecto al río Vena (Apéndice I.1).

En esta misma zona se encaja un nivel inferior, cuya disposición cartográfica también indica el flujo del antiguo río San Juan, a través del valle de arroyo de Campogrande, que alcanza alturas relativas de +15 m aguas arriba, y +37-38 m aguas abajo. En esta última posición la terraza enlaza con plataformas estructurales sobre la facies Pedraja, que aún conservan alguna grava de posible origen fluvial. Esta terraza, que serían el nivel T2_V, también está presente aguas del río Vena, al norte de Santovenia de Oca, donde se alza a +17-20 m del cauce y enlaza lateralmente con la terraza T7_{AZN} (+38-40 m) del río Arlanzón. Como ya se indicó en el Apartado 3.3.2.2, este hecho podría indicar que ambos ríos compartirían llanura aluvial durante el periodo de deposición de esta terraza (Apartado 4.5).

Por debajo, en el valle del Vena se emplaza un nivel más moderno (T3_V), ya netamente individualizado del valle del río Arlanzón, que alcanzan alturas de +26 m aguas arriba y +35 m río abajo, y al cual correspondería el plano deposicional situado al sudoeste de Agés (+27 m), y planos degradados carentes de depósito, localizados al sur de Atapuerca y entre Olmos y Rubena.

La terraza que se encaja en el nivel anterior, presenta mayor representatividad en el tramo situado entre el cruce de la carretera N-120 y Atapuerca, formando un plano de desarrollo localizado entre +9-17 m. Aguas abajo de Villafra, en la margen derecha del valle, este mismo nivel tiene una altura de +29 m, que enlaza con el nivel de T9_{AZN} (+19-30 m) del río Arlanzón en la zona de confluencia. Esta terraza, por tanto, correspondería al nivel T3_V del río Vena.

La siguiente terraza o T4_V, en la parte baja del valle tiene una altura de +18-20 m y pierde cota aguas arriba, de forma que cerca de Agés, la terraza se eleva escasos metros del río (Figura 3.38, perfil N). Esta situación es semejante con los niveles inferiores T5_V (12-14 m), T6_V (+8-9 m), T7_V (+4-5 m) y T8_V (+2 m) (Figura 3.39, perfiles O y P), cuyos planos comienzan a acuñarse aguas arriba de Olmos de Atapuerca, llegando a desaparecer (Figura 3.38, perfiles N y Ñ).

Los tres niveles más bajos, ya fueron descritos por Pineda (1997a), quien los asignó unas alturas relativas de +1-2 m, +2-10 m y +5-12 m.

El nivel T9_V constituye la actual llanura aluvial por la cual transcurre el cauce encajado 1 ó 2 metros.

Los depósitos observados en las terrazas del río Vena, están formados fundamentalmente por gravas, entre las que dominan las cuarcitas frente a pizarras y metareniscas, todas ellas procedentes de la erosión de la facies Pedraja, cuya área fuente se circunscribe al paleozoico de la Demanda. En menor proporción, también aparecen gravas calizas procedentes de los niveles terciarios o del mesozoico de la Sierra de Atapuerca. Junto a las gravas aparecen arenas y arcillas.

3.3.6. VALLE DEL RÍO CUEVA O RÍO SECO.

En las proximidades de San Millán de Juarros, el río Arlanzón recibe por su margen izquierda los aportes del río Cueva, procedentes en su mayoría de las surgencias kársticas situadas en Cueva de Juarros. Aguas arriba de este punto, este mismo río recibe el nombre de río Seco, cuya cabecera se localiza en las estribaciones de Villamiel de la Sierra. El valle de este río, por tanto, transcurre desde las estribaciones de la Sierra de la Demanda, hasta el río Arlanzón, atravesando en su camino los materiales paleozoicos, cámbricos, y mesozoicos de la Sierra de la Demanda, antes de entrar en la Cuenca del Duero. En su recorrido por los materiales mesozoicos el río circula encajado +40-100 m en los arrasamientos intraterciarios, formando un valle de fondo plano, estrecho y con laderas de fuertes pendientes, en ocasiones verticalizadas. Este cañón se abre en los materiales neógenos, antes de su intersección con el río Arlanzón, por donde el río circula 85 m por debajo de la Superficie Poligénica del Páramo Inferior.

En el valle del río Cueva/río Seco, se han distinguido terrazas fluviales situadas a +8-9 m y +2 m del cauce, además de un nivel colgado a +75-77 m que comparte con el río Arlanzón (Apéndices I.1 y I.5). Los depósitos de estas terrazas están compuestos por gravas de cuarcitas subredondeados procedentes del paleozoico de la Demanda. También se han cartografiado niveles sin depósitos situados a +62, +40, +34-37 y +29 m, que han sido interpretados como terrazas erosivas.

3.3.7. VALLE DEL RÍO CERRATA O DE LA PEDRAJA.

El río Cerrata o de la Pedraja, perteneciente a la Cuenca Hidrográfica del Ebro, nace en la facies Pedraja, y drena los materiales terciarios del Corredor de la Bureba y el mesozoico de la Sierra de Santa Casilda, hasta su encuentro con el río Oca. Hacia el sur y el norte la cuenca del río Cerrata comparte divisoria con el río Arlanzón y el río Vena.

El valle alto y los arroyos que forman su cabecera se encajan en las superficies de las facies Pedraja, formando valles estrechos de dirección norte que con frecuencia presentan las laderas acarcavadas. Aguas abajo, va variando progresivamente su dirección, primero hacia el este, luego hacia el norte y finalmente hacia el este, definiendo una curva que rodea los altos de Cerratón de Juarros y el páramo de Santa María del Invierno, antes de su confluencia con el río Oca. En esta parte de su trazado, es un valle de laderas pronunciadas que se encaja del orden de 140 m en la plataforma estructural de las calizas terminales de la facies Dueñas, 160 m en la Superficie Poligénica del Páramo Inferior, 190 m en la Superficie Poligénica del Páramo Superior y más de 200 metros en las superficies de erosión intraterciarias presentes en la Sierra de Santa Casilda.

En el curso medio y bajo de este valle, son frecuentes los abanicos aluviales coalescentes que entran en contacto con la llanura aluvial (Apéndice I.4). La terraza fluvial que se ha observado se eleva respecto al cauce +8-9 metros y su textura principal son gravas, de composición cuarcítica, procedentes de la erosión de la facies Pedraja.

3.3.8. VALLE DEL RÍO LARA-RÍO DE LOS AUSINES.

El valle del río Lara, también denominado en su tramo final como río de los Ausines, nace al sudeste de Torrelara, en los relieves mesozoicos del borde oeste de la Sierra de la Demanda y es afluente del río Arlanzón por su margen izquierda.

Durante su recorrido, presenta dos direcciones preferentes: SE-NO y E-O ó ESE-ONO. La dirección SE-NO, coincidente con las estructuras ibéricas de la zona, caracteriza al tramo alto (Torrepadre-Revilla del Campo), y al tramo situado entre Revillarruz y Sarracín, mientras que la dirección E-O/ESE-ONO la exhibe entre Revilla del Campo y Revillarruz y en su tramo final, antes de su encuentro con el río Arlanzón, entre Sarracín y Cobia.

El tramo cartografiado se sitúa entre Revilla del Campo y Revillarruz, cuando el río entra en los materiales neógenos, tras atravesar el Cretácico y el Jurásico que aflora al nordeste del anticlinal de Cuevas de San Clemente. Durante su trayecto por este sector (Apéndice I.5), el fondo del valle está labrado en los sistemas aluviales del Mioceno medio, generando una diferencia topográfica de +100 m respecto a las plataformas superiores desarrolladas en estos sedimentos, correlativos a la superficie de erosión SE2, de +85-115 respecto a la Superficie Poligénica del Páramo Inferior y de +130 m respecto a la Superficie Poligénica del Páramo Superior.

En este sector del valle del río Lara se han diferenciado dos niveles de terrazas medias, situadas a + 11 m y +21 m. La terraza de +3 m forma junto con la llanura aluvial el fondo del valle y se encuentra cubierta frecuentemente por abanicos aluviales (Apéndice I.5).

Los sedimentos de las terrazas del río Lara están compuestos por gravas subredondeadas y subangulosos, de composición silícea (cuarcitas y areniscas) y carbonatadas (< 20 %), que suelen presentar tamaños máximos de 20 cm y medias entre los 5 y 10 cm, mientras que en la llanura predominan las arenas y arcillas (Gutiérrez, 1969).

En las laderas del valle también se pueden observar numerosos rellanos estructurales formados sobre las capas de conglomerados de los sistemas aluviales miocenos. Los conglomerados, de composición cuarcítica y calcárea, son de características texturales muy semejantes a los depósitos de las terrazas, y en ocasiones resulta difícil la diferenciación entre las terrazas y estos planos estructurales.

3.3.9. VALLE DEL RÍO PICO.

El valle alto del río Pico, denominado Valle de la Hoyada, divide a la Sierra de Atapuerca en dos sectores: Matagrande y San Vicente; desde donde discurre en dirección oeste a través de un valle estrecho (Figura 3.38, perfil N y Ñ), delimitado en la margen izquierda por las terrazas medias y altas del río Arlanzón y en la margen derecha en el plano estructural de Villalval-Rubena (+40-55 m), hasta su salida al valle del río Arlanzón (Apéndice I.1). El tramo bajo del río Pico se encuentra actualmente drenado, desaguando en el río Arlanzón a su entrada en Burgos, aunque previa construcción de esta canalización, el río Pico confluía con el río Vena en Burgos a través de una zona pantanosa.

Durante su evolución cuaternaria, la cuenca hidrográfica del río Pico ha erosionado la secuencia carbonatada del Cretácico superior, los conglomerados del Oligoceno-Mioceno inferior, los sedimentos neógenos (facies Cuestas, facies Tierra de Campos y calizas culminantes, facies Dueñas-Villatoro), y los materiales cuaternarios de las terrazas del río Arlanzón.

El curso bajo del río Pico discurre por el valle río Arlanzón, sobre la terraza T14_{AZN} (+2-3 m) y encajado en los niveles T12_{AZN} (+8-10 m) y T11_{AZN} (+12-13 m), respectivamente +5 y 7 m (Apéndice I.1; Figura 3.39, perfiles O y P). Río arriba, en las laderas del valle se pueden observar depósitos compuestos por gravas cuarcíticas y arcillas que forman planos, en general inclinados hacia el valle, distribuidos a alturas de +8-20 m respecto al río Pico (Apéndice I.5; Figura 3.38, perfil Ñ). Los planos de este nivel tienen pendientes del 3,5-7%.

Estos planos sedimentarios se concentran en la margen izquierda, encajados en las terrazas del Arlanzón, mientras que no existen en la margen derecha, desarrollada al pie de la Plataforma estructural de Villalval-Rubena y fuertemente incidida por los arroyos laterales que bajan de la Sierra de Atapuerca seccionando las calizas astaracienses y los materiales neógenos subyacentes (Apéndice I.5).

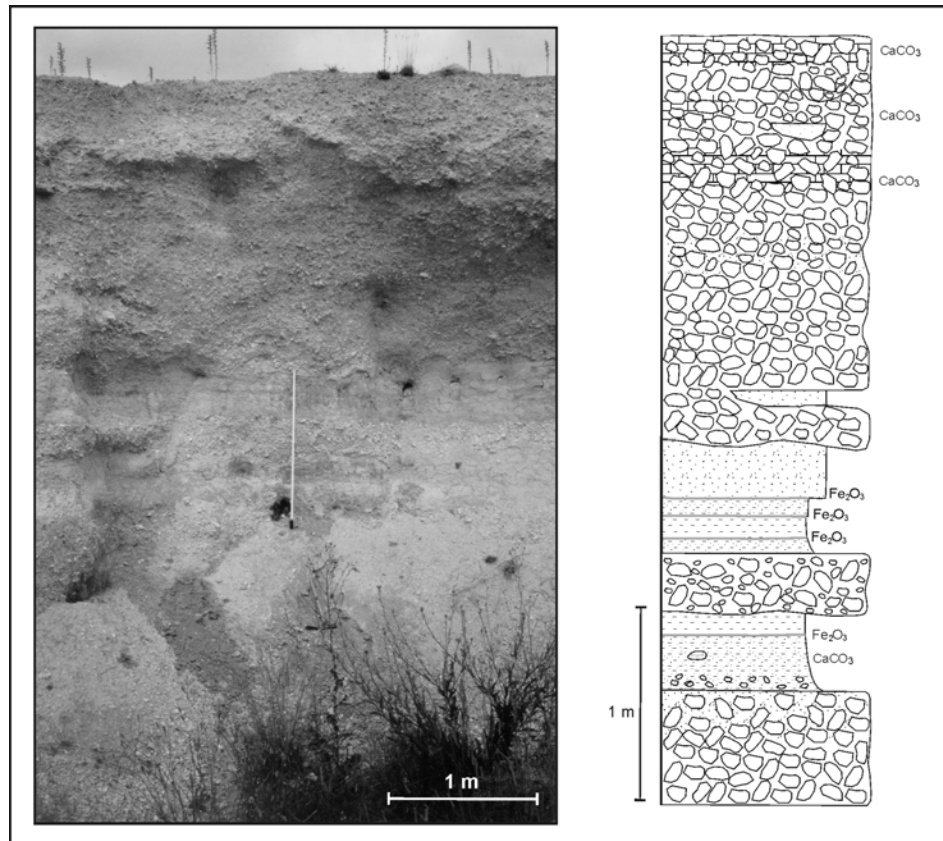


Figura 3.46. Gravas, arenas y margas de la terraza superior del río Pico en el flanco oeste de la Sierra de Atapuerca. Para consultar la leyenda, ver el Apéndice II.

La composición de estos depósitos, la morfología de los planos que forman y su ausencia en la margen derecha, donde sólo se ha observado algún rellano erosivo, parecen indicar que estos depósitos, corresponden a glaciares de ladera procedentes del desmantelamiento de las terrazas del río Arlanzón por parte de flujos laterales al río Pico.

Por debajo de este nivel se desarrollan otros dos niveles, formados por planos de reducida extensión que se encajan escalonados en el nivel superior y presentan cotas relativas de +2-7 m y +3-14 m. En la cartografía han sido reflejados como terrazas, aunque su composición también es siliciclástica, procedente del desmantelamiento del nivel anterior y de las terrazas del Arlanzón.

Aguas arriba, el nivel más alto enlaza con los únicos depósitos de composición carbonatada observados (+8 m). Estos sedimentos, correspondientes a una terraza localizada entre el río Pico y el arroyo de Valhondo, están formados por gravas subangulosas de calizas cretácicas con cementaciones locales, que alcanzan mayor espesor a techo e intercalan canales y niveles arenosos, además de margas (Figura 3.46). En conjunto tienen un espesor mínimo de 4 m.

La correlación de estos niveles, relativamente aislados de otros niveles de posición morfológica conocida, se ha llevado a cabo teniendo en cuenta su elevación río abajo y su relación con las terrazas del río Arlanzón más cercanas. Según estos criterios, el nivel a +2-7 m, equivaldría a la terraza T11_{AZN} (+12-13 m) del río Arlanzón, el nivel intermedio, situado a +3-14 m, a la terraza T10_{AZN} (+13-20 m), y el nivel superior (+8-20 m), se ha relacionado con la terraza T9_{AZN} (+19-30 m). Aunque la dificultad de la correlación del nivel superior hace difícil discernir entre ésta última terraza y el nivel T8_{AZN} (+26-35 m), la correlación propuesta se ha visto afianzada con la reconstrucción de los perfiles longitudinales (Apartado 4.2.1.1, Figura 4.15).

3.3.10. SECUENCIA DE ATERRAZAMIENTO REGIONAL.

La secuencia de aterrazamiento fluvial, sintetizada a partir del estudio de los principales valles fluviales de este sector nororiental de la Cuenca del Duero y las cordilleras alpinas colindantes, está compuesta por diecisiete terrazas fluviales más la llanura aluvial, desdoblada en dos niveles (Figura 3.47). Los términos superiores de esta secuencia corresponden a planos de difícil interpretación localizados en el tramo del valle Arlanza entre Covarrubias y Lerma, T1 (+121-130 m) y T2 (+107-114 m), y en principio caracterizan a este valle como el más antiguo.

La secuencia tiene su mejor representación en los ríos Arlanza y Arlanzón, de forma que excepto estas terrazas superiores, que no han podido ser distinguidas en el valle del Arlanzón, el resto de niveles se encuentran en ambos valles y con alturas relativas muy semejantes (Figura 3.47).

En ciertos tramos con dirección E-O, estos dos ríos tienden a migrar hacia la margen izquierda, dejando la secuencia de terrazas mejor conservada en la margen derecha, y escarpes o zonas más degradadas en la margen opuesta.

En el breve tramo estudiado aguas abajo del encuentro de ambos ríos, las terrazas que se conservan, mantienen las mismas posiciones morfológicas que aguas arriba, y con una composición mixta, resultado de la mezcolanza de ambos aportes, como señalan Leguey y Rodríguez (1969a, 1969c), a partir de la presencia de diópsido aguas abajo de la unión, que hasta este punto es característica de los sedimentos de las terrazas del río Arlanzón.

El resto de los valles conserva una secuencia más reducida y con cotas relativas que descienden significativamente aguas arriba, como en el caso de los ríos Vena y Pico.

En gran parte de los valles analizados, la llanura aluvial presenta un escaso desarrollo. Esta circunstancia, es especialmente contrastante en los valles de tamaño considerable, como en el caso de los ríos Arlanza y Arlanzón, donde con frecuencia el cauce se instala directamente encajado en las terrazas bajas T15 (+2-3 m) o T16 (+4-6 m). Tal disposición manifiesta el predominio actual de los fenómenos de incisión vertical, frente a la sedimentación y expansión lateral de estos ríos; de hecho, en ciertos tramos del Arlanza se puede observar como el cauce del río ha dejado colgada la terraza inferior (+2 m) y circula incidido en el sustrato mioceno (Figura 3.31). Esta situación también sucede en el río Arlanzón, de tal modo que, en el puente de Villodrigo, el cauce se encaja en las margas terciarias y deja colgada la terraza baja.

El escaso desarrollo de la llanura aluvial y el encajamiento vertical de los cauces, fue interpretado por Leguey y Rodríguez (1969a), como el intento actual de los ríos Arlanza y Arlanzón por restablecer el perfil de equilibrio a partir del nivel de base del río Pisuerga, y de éste, a su vez, respecto al río Duero.

3.3.11. CRONOLOGÍA DE LA SECUENCIA DE TERRAZAS.

La cronología propuesta para esta secuencia está sintetizada en la Figura 3.47. La distribución cronológica de los niveles más antiguos se ha realizado teniendo en cuenta las medidas inéditas de paleomagnetismo realizadas por J.M. Parés (comunicación personal), en los sedimentos areno-limosos de las terrazas fluviales del río Arlanza T5_{AZA} (+73-79 m) y T6_{AZA} (+64-67 m), y del río Arlanzón T4_{AZN} (+60-67 m) y T5_{AZN} (+50-54 m) del río Arlanzón, además de las implicaciones cronológicas extraídas de la reconstrucción de relieves, que han permitido relacionar las terrazas altas del Arlanzón con los sedimentos de los Valles de Cueva Mayor y de Elefante, y situar ambos, tanto en el espacio como en el tiempo, respecto a los yacimientos de la Sierra de Atapuerca.

De estas terrazas, el nivel T5_{AZA} y T3_{AZN}, corresponde al nivel T5 (+70-79 m) de la secuencia general, los niveles T6_{AZA} y T4_{AZN}, a la terraza T6 (+60-67 m), y el nivel T5_{AZN}, a la terraza T7 (+49-57 m) de la secuencia general (Figura 3.47).

Todas las medidas de paleomagnetismo han dado una polaridad normal, excepto en la terraza T4_{AZN} (+60-67 m) del río Arlanzón, situada al SO de Burgos, que ha arrojado una polaridad inversa. Sin embargo, es de resaltar que la terraza equivalente del río Arlanza, T6_{AZA} (+64-67 m), situada al oeste de Burgos, han arrojado una polaridad normal.

A su vez, la correlación de las terrazas del río Arlanzón con los sedimentos de los Valles de Cueva Mayor y de Elefante y los yacimientos paleoantropológicos, sitúan al nivel T2_{AZN} (+84-88 m) muy por encima de las entradas colmatadas de los yacimientos, al igual que la terraza T3_{AZN} (+70-78 m), que se ha correlacionado con los depósitos de conglomerados cementados del Valle de Cueva Mayor, cuyo nivel morfológico cubre a los yacimientos. Esas relaciones evidencian que durante la formación de ambas terrazas, las cavidades de Elefante, Dolina y Galería, aún no estarían abiertas al exterior, y por tanto serían anteriores al relleno alóctono de estos yacimientos, que en Elefante y Dolina es del Pleistoceno Inferior (Parés y Pérez-González, 1999; Pérez-González *et al.*, 1999; Pérez-González *et al.*, 2001; Rosas *et al.*, 2001). Si como sugieren estas correlaciones, tanto T2_{AZN} (+84-88 m) como T3_{AZN} (+70-78 m)/T5_{AZA} (+73-79 m), son del Pleistoceno Inferior, y este último nivel en el valle del Arlanza (T5_{AZA}, +73-79 m) presenta una polaridad normal, es razonable pensar que esta terraza pueda corresponder al *subcron* normal de Jaramillo, entre 0,99-1,07 Ma, y la terraza T2_{AZN} (+84-88 m) a un momento anterior dentro del *cron* Matuyama.

El nivel de la terraza T4_{AZN} (+60-67 m), relacionada con los sedimentos inferiores del Valle de Cueva Mayor y los depósitos del Valle de Elefante, ya ocupa una posición inferior al techo de los yacimientos de Elefante y Dolina, que indica que durante la formación de esta terraza las cavidades que albergan ambos yacimientos ya estarían abiertas al exterior. Esta circunstancia y los datos paleomagnéticos obtenidos para este nivel (T6, +60-67 m), que en posiciones cercanas al techo da una polaridad normal (Tordómar, T6_{AZA}, +64-67 m) y en depósitos cercanos a la base arrojan polaridad inversa (SO de Burgos, T4_{AZN}, +60-67 m), parecen indicar que este nivel de terraza podría corresponder al límite Matuyama-Brunhes, marcando el paso del Pleistoceno Inferior al Medio, alrededor de los 0,78 Ma.

Esta cronología representa una variación significativa respecto a las edades asignadas hasta el momento para las terrazas del río Arlanzón, que colocaban el límite Pleistoceno inferior-medio entre las terrazas situadas a +38-40/+46 m y +50-55 m (C. Zazo y J.L. Goy, en

Cronoestratigrafía			Secuencia general		Valles fluviales de la región nororiental de la Cuenca del Duero								
Cuaternario	Holoceno		Nivel de Terraza	Altura relativa	Arlanza	Arlanzón	Ubierna	Úrbel	Vena	Pico	Cueva-Seco	Ausines/Lara	Cerrata o de la Pedraja
	Llanura aluvial	T18	+0,2	+0.5-1	+0,2							-	
		T17	+1		+1	+1-2		+1	+0.5-1		+1-2		
	T16	+2-3	+2-3	+2-3	+3	+2		+2	+3				
	T15	+4-6	+4-6	+4-6	+4-5	+4-5							
	T14	+8-10	+8-11	+8-10	+9	+10	+8-9		+8-9		+8-9		
	T13	+12-13	+12-17	+12-13	+12-14	+16	+12-14	+2-7		+11			
	T12	+13-23	+20-23	+13-20	+16-20	+20-22	+18-20	+3-14		+21			
	T11	+19-30	+30	+19-30	+26		+9-29	+8-20	+29				
	T10	+26-35	+33-36	+26-35			+26-35		+34-37				
	T9	+38-40	+38-42	+38-40	+40		+15-39		+40				
	T8	+44-46	+45-46	+44-46									
	T7	+49-57	+49-57	+50-54	+		+35-57						
	T6	+60-67	+64-67	+60-67	-				+62				
	T5	+70-78	+73-79	+70-78	+				+75-77				
	T4	+84-88	+83-87	+84-88									
	T3	+92-97	+94-106	+92-97									
	T2	+107-114	+107-114										
	T1	+121-130	+121-130										
Terciario			Unidades morfológicas caja		+139-160 (PI)	+65-150 (PI)	120-130 (PI)	+130 (PI)	+80-100 (PI)		+80 (PI)	+85-115 (PI)	+160 (PI, SE4)
					+158-160 (DP)	+85-100 (SE3)	+100 (SE3)	+100 (SE3)	+145 (SE3)		+70 (SE3)	+130 (PS)	+190 (PS, SE3)
					+57-161 (SE2-SD2)	+115-118 (SE2)	+120 (SE2)	+100-130 (SE2)	+55-100 (PVR)	+40-65 (SE2)	+40-100 (SE2)	+100-140 (SE2)	+200 (SE2)
						+130-165 (SE1)		+240-210 (SE1)	+110-160 (SE1)	+55-80 (SE1)	+80 (SE1)		+260 (SE1)

Figura 3.47. Secuencia general de aterrazamiento de los valles fluviales de la región nororiental de la Cuenca del Duero y su posición cronológica atendiendo a datos de correlación regional y medidas de paleomagnetismo (+, polaridad normal; -, polaridad inversa. (PI), Superficie Poligénica del Páramo Inferior; (PS), Superficie Poligénica del Páramo Superior; (DP), Depósitos fluviales terciarios; (SE4), Superficie de erosión SE4; (SE3), Superficie de erosión SE3; (SE2), Superficie de erosión SE2; (SD2), Sediaplano correlativo a la superficie de erosión SE2; (SE1), Superficie de erosión Se1.

Núñez *et al.*, 1975a; Zazo *et al.*, 1983, 1985; Benito y Pérez-González, 2002), o las edades planteadas para las terrazas del río Duero en zonas centrales de la cuenca (Pérez-González, 1982b), que establecían el límite Pleistoceno Inferior-Medio entre las terrazas T₆ (+82-84 m) y T₇ (+74-80 m). Sin embargo, la distribución temporal propuesta coincide con las edades obtenidas por Pérez-González *et al.* (1996) para la secuencia de terrazas del valle del río Tajo, donde sitúan a la terraza de +70-80 m, de polaridad normal, en el *subcron* Jaramillo, y a la terraza inferior (+60-65 m), que contiene *Mammuthus meridionales*, en el Límite Pleistoceno Inferior-Medio.

La posición cronológica de las terrazas medias y bajas se ha intentado precisar a partir de los depósitos travertínicos localizados en el río Mataviejas (Quintero *et al.*, 1982), afluente del río Arlanza por la margen izquierda, pero no han suministrado datos factibles respecto a su posición morfológica. Estos travertinos corresponden a dos niveles: una terraza que oscila desde los +5-6 m en zonas degradadas hasta los +9 m en las zonas mejor conservadas y el relleno de un valle transversal, cuyo techo actualmente está colgado a +13 m del cauce del río Mataviejas. La terraza está compuesta por una base detrítica de clastos carbonatados subangulosos, por encima de la cual se dispone una secuencia de travertinos compuesta por margas, travertínicos detríticos y facies de tallos, tanto en posición vertical como cruzados. El relleno del valle lo constituyen principalmente margas travertínicas, que incluyen facies de tallos. La posición morfológica de ambos niveles sugiere, en principio que podrían estar relacionadas con las terrazas T14 (+8-10 m) y T13 (+12-13 m), sin embargo, las dataciones U^{234}/U^{238} y Th^{230}/U^{238} realizadas por Arancha Martínez (Universidad de Sevilla, comunicación personal) en las facies de tallos han dado una edad subactual (2600 y 1800 años, respectivamente), que no corresponde con la cronología que podría sugerir su posición morfológica.

Las dataciones realizadas por otros autores en depósitos travertínicos asociados a la evolución de los cursos fluviales de distintas zonas de la Cordillera Ibérica (Howell *et al.*, 1995; Torres *et al.*, 1995a, 1995b; Ordóñez *et al.*, 1990), indican que las terrazas caracterizadas por una altura relativa en torno a los +20 m podrían oscilar en edades de 200.000 años, mientras que las de aproximadamente +15 m se situarían alrededor de los 100.000-140.000 años. Por correlación con estos datos, la terraza T12 (+13-23 m), podría pertenecer al Pleistoceno medio, y el nivel T13 (+12-17 m), rondaría el límite Pleistoceno medio-superior. Esta correlación, situaría a los niveles entre T7 (+49-57 m) y T12 (+13-23 m) en el Pleistoceno medio, y a la terraza T13 (+12-17 m) en el límite Pleistoceno medio-superior, mientras que la terraza T15 (+4-6 m) podría corresponder al tránsito Pleistoceno superior-Holoceno o ya al Holoceno. La terraza T16 (+2-3 m) correspondería también al Holoceno, dando paso al nivel de la llanura aluvial.

4. RECONSTRUCCIÓN DE LOS RELIEVES **CUATERNARIOS Y TERCIARIOS.**

4. RECONSTRUCCIÓN DE LOS RELIEVES

CUATERNARIOS Y TERCIARIOS.

La evolución física del paisaje ha acontecido a través de varias etapas de modelado del relieve, caracterizadas por la acción de unos determinados procesos geológicos y geomorfológicos que han ido esculpiendo el terreno controlados por las condiciones geológicas y ambientales. Las morfologías que se generan en cada etapa, van siendo destruidas progresivamente en los sucesivos periodos, disminuyendo su extensión hasta llegar a desaparecer o permaneciendo como formas relictas o paleosuperficies que contienen información acerca de la topografía del pasado y los procesos que actuaron.

En función del enfoque conceptual, los estudios de la evolución cuantitativa del relieve se podrían dividir en dos grupos generales. Una primera metodología aborda la tarea partiendo del estudio de las leyes físicas y químicas que caracterizan a los procesos de denudación y de rejuvenecimiento del relieve. La simulación de estos procesos mediante modelos matemáticos y su aplicación sobre el relieve, representado por modelos digitales del terreno, va generando paulatinamente los distintos modelos de denudación. En la bibliografía se pueden encontrar diversos modelos matemáticos que simulan, entre otros, los procesos fluviales (Howard *et al.*, 1994), los procesos de laderas (Andrews y Buckman, 1987; Anderson y Humphrey, 1990; Howard, 1995; Tucker y Bras, 1998), o una combinación de varios procesos (Willgoose *et al.*, 1991a, 1991b; Braun y Sambridge, 1997; Bogaart, 2003). También existen ecuaciones que simulan los procesos de disolución kárstica (Dreybrogt, 1988), y han sido aplicadas a la evolución del paisaje en combinación con procesos fluviales y de ladera (Kaufmann y Braun, 2001). En algunos de estos modelos, además de los procesos geomorfológicos también interviene el rejuvenecimiento del relieve por procesos tectónicos (Kooi y Beaumont., 1994).

La aplicación de este tipo de modelos suele ser de desarrollo teórico y hacia adelante en el tiempo, con unas condiciones y parámetros iniciales que son hipotéticas (relieve, sustrato geológico, precipitación o temperatura), por lo que su aplicación a modelos reales retrospectivos, que inevitablemente también conlleva una variación en las condiciones, acarrea importantes escollos y limitaciones.

Una segunda metodología, aplicable únicamente con carácter retrospectivo desde la actualidad, acomete la evolución del relieve utilizando las morfologías relictas o paleosuperficies que se conservan en el paisaje y fueron el resultado de la acción de los procesos geológicos y geomorfológicos. El concepto de paleosuperficie es aplicado para denominar a cualquier morfología en cuya superficie está conservada la topografía, sin variaciones significativas, que caracterizaba al terreno durante la formación de dicha morfología. La topografía de estas formas y sus tendencias topográficas, reminiscencia de los relieves pasados, constituye una valiosa información que con técnicas cartográficas y geoestadísticas, puede ser utilizada de manera eficaz en la reconstrucción de las superficies que componían el relieve en el pasado. La información básica indispensable para acometer estos trabajos es, por tanto, la topografía actual, cuya mejor representación son los modelos digitales de elevaciones (MDE), y la distribución espacial y temporal de las paleosuperficies, contenida en los mapas geomorfológicos. La reconstrucción de paleotopografías o relieves pasados engloba una serie de técnicas, cuyos fundamentos conceptuales, en mayor o menor medida, se han venido aplicando desde hace tiempo en multitud de estudios del medio físico, desde la simple prolongación manual de la tendencia de una morfología en un perfil, hasta modelos más complejos, como pueden la reconstrucción de paleosuperficies concretas, utilizadas como referencia frente a otros procesos (Abbot *et al.*, 1997; Small y Anderson, 1998; González, 1995), o la cubicación de embalses colmatados o de lagos (Mann *et al.*, 1999, 1997; Leverington *et al.*, 2000). Sin embargo, la reconstrucción integral de la paleotopografía en un territorio es un importante campo de investigación apenas abierto, que actualmente comienza a ser posible gracias al desarrollo de las técnicas cartográficas de aplicación digital, como son los SIG, y a la cada vez mayor precisión y disponibilidad digital de los datos topográficos. A raíz de estas nuevas posibilidades materiales y tecnológicas, empiezan a surgir nuevas metodologías y desarrollos prácticos dirigidos a la reconstrucción de paleopaisajes con vistas a la caracterización de los procesos geológicos, geomorfológicos, hidrológicos y climáticos del pasado (Leverington *et al.*, 2002).

En los escasos trabajos que han acometido esta tarea en las fechas más recientes, la escala de trabajo presenta un rango muy amplio que puede oscilar desde reconstrucciones a escala regional, como el trabajo de Leverington *et al.* (2002), donde se reconstruye la paleotopografía de la región Central Ártica Canadiense en el Holoceno, o escalas más locales,

de tan sólo 4 ó 5 km², como el estudio de Bonnet *et al.* (2001), que reconstruye el relieve de un pequeño valle en el Macizo Central de Francia. La escala determina estrechamente la precisión de los datos de entrada, de esta forma, Leverington *et al.*, (2002), reconstruyen el paleopaisaje en función de los niveles que han marcado los casquetes glaciares durante el Holoceno, utilizando los modelos digitales GLOBE (30 segundos de arco de resolución espacial) y ETOPO (5 minutos de arco de resolución), mientras que Bonnet *et al.* (2001), combinan datos procedentes de GPS diferencial con topografías a escala 1:25.000.

En este trabajo, se ha establecido una metodología y se ha puesto en práctica, con el propósito de generar los relieves de las distintas etapas evolutivas del Cuaternario y del Neógeno que han sido reconocidas en el análisis geomorfológico de este territorio. Aunque la reconstrucción de paleo-relieves se ha realizado por regeneración estadística de paleosuperficies, también se han ensayado modelos numéricos de denudación asociados a los procesos kársticos y a los procesos de ladera.

4.1. MÉTODO DE RECONSTRUCCIÓN.

En la reconstrucción de relieves cuaternarios y terciarios, se han aplicado técnicas cartográficas y estadísticas que han permitido la restitución cuantitativa de las paleotopografías en los alrededores de la Sierra de Atapuerca. La zona que se abordará en este trabajo presenta un total de 257,7 km², donde las unidades morfológicas principales están formadas por la Sierra de Atapuerca y la cuenca neógena, en la cual destacan los valles fluviales, con el río Arlanzón como curso principal, y las superficies poligénicas desarrolladas sobre los estratos horizontales y subhorizontales. Considerando esta extensión y las morfologías a reconstruir, se ha estimado apropiada una escala de trabajo 1:10.000, teniendo como base el MDE10 y los mapas geomorfológico y geológico de base planimétrica y topográfica escala 1:10.000. La resolución espacial de los modelos reconstruidos es de 10 m, al igual que el MDE10.

En las zonas próximas a los yacimientos también se han utilizado datos topográficos procedentes del levantamiento topográfico con estación total, realizado a partir de la red de estaciones de referencia establecida Cuadras y Pérez (2002), mediante GPS diferencial.

En el caso de la Superficie Poligénica del Páramo Superior, que no está conservada en la zona, se han utilizado las imágenes de satélite IRIS y la cartografía topográfica digital 1:10.000 cedidas por la Junta de Castilla y León y 1:25.000 del Instituto Geográfico Nacional. Todos los datos cartográficos han sido integrados en un Sistema de Información Geográfica para su procesamiento.

Según su procedencia, los datos empleados para la interpolación espacial se pueden agrupar en dos clases:

A). Datos de primera generación. Estos datos proceden directamente del MDE10, que presenta un ECM de 0,79 m. Según la entidad morfológica de la que proceden se pueden dividir a su vez en:

- ❖ Datos procedentes de entidades de tipo plano, que son obtenidos del cruce lógico de los polígonos o paleosuperficies recogidos en la cartografía geomorfológica, como pueden los distintos niveles de terraza fluviales, abanicos aluviales colgados, formas de glacis o las superficies poligénicas, con el MDE. De este cruce, se han obtenido la topografía conservada de las paleosuperficies de cada etapa evolutiva (Superficie Poligénica del Páramo Superior, Superficie Poligénica del Páramo Inferior, T2_{AZN}, T3_{AZN}, T4_{AZN}, etc). Esta topografía ha sido cribada, con el fin de eliminar información errónea (zonas degradadas), y generalizada, para excluir la información redundante producto de la alta resolución del modelo digital de elevaciones y la baja variabilidad del relieve en las morfologías a reconstruir (formas de rugosidad muy baja). La generalización se ha realizado teniendo en cuenta el tamaño de la superficie de donde proceden; para superficies > 1 km² la topografía se ha generalizado un punto cada 200 m, si la superficie está entre 1 km² y 0,1 km² se ha generalizado un punto cada 100 m, y en superficies < 0,1 km² la generalización ha sido de 1 punto cada 50 m.
- ❖ Datos procedentes de entidades de tipo línea. El análisis e interpretación de los perfiles longitudinales de los arroyos de la Sierra de Atapuerca, ha puesto de manifiesto que se trata de perfiles longitudinales de evolución compleja, formados por saltos o rupturas que han sido correlacionados con los sucesivos descensos de los niveles de base impuestos por los ríos que rodean la Sierra de Atapuerca (Arlanzón, Vena y Pico). La cota de estos puntos de ruptura, ha sido extraída del modelo digital de elevaciones para la interpolación espacial.

B). Datos de segunda generación. Estos datos han sido elaborados a partir de la cartografía geomorfológica, el MDE y datos de campo. Son el resultado de la reconstrucción por medio de regresiones estadísticas lineales de los perfiles longitudinales de los valles fluviales para cada nivel de terraza. Este análisis se ha realizado en los valles que rodean a la Sierra de Atapuerca, como son el valle del río Arlanzón y los valles de sus tributarios Vena y Pico, y en los valles que ocupan una posición lateral respecto al modelo (río Hurones, río Cueva, arroyo de Salgüero, arroyo Linares y arroyo Doradillos). Además, también se ha puesto en práctica este análisis para tratar de relacionar los depósitos cuaternarios que se encuentran en los valles de la Sierra de Atapuerca próximos a los yacimientos

paleoantropológicos, con las terrazas fluviales de los ríos Arlanzón y Pico. Las llanuras aluviales de estos ríos, junto con la del río Vena, representan y han representado durante el Cuaternario, el nivel de base de la red de drenaje que desciende de la Sierra, y por lo tanto, su evolución ha condicionado el encajamiento de dicha red.

Los perfiles longitudinales de los valles se han realizado siguiendo el eje principal del valle a través de la actual llanura aluvial y obviando las formas meandriiformes del cauce. Una vez levantado el perfil actual, se han realizado secciones topográficas transversales que cortan a los niveles de terraza, a partir de las cuales se han obtenido los valores de altura de las terrazas. Estos valores han sido contrastados con datos de campo procedentes de altímetros de precisión y, en localizaciones específicas, de estación total (proximidades de la Sierra de Atapuerca). Los valores de altura, situados en su posición correspondiente dentro del perfil longitudinal, han sido objeto de regresiones estadísticas, que según la cantidad de datos disponibles y la tendencia, se han aplicado por tramos o al perfil completo, como sucede con los niveles de terrazas con representación escasa.

En los valles del río Hurones, del arroyo Linares y del arroyo Doradillos, además de los Valles de Cueva Mayor y de Elefante de la Sierra de Atapuerca, se han reconstruido los perfiles longitudinales gracias a los niveles reconstruidos y/o conservados de sus colectores (río Arlanzón, río Vena y río Pico), y las rupturas que separan los tramos cóncavos conservados en el perfil longitudinal de estos valles.

Las ecuaciones de ajuste elegidas para la regresión estadística han sido ecuaciones polinómicas de segundo grado ($y = a + bx + cx^2$), debido a que presentaban ajustes estadísticos elevados, que resultaban similares, o incluso sensiblemente superiores, a otras ecuaciones comúnmente empleadas en los perfiles longitudinales de los ríos, como pueden ser ecuaciones exponenciales o logarítmicas (Morisawa, 1985; Rădoane *et al.*, 2003). A este hecho hay que unir que, en casos concretos, la baja cantidad de datos no permitía aplicar estas otras ecuaciones. También es de reseñar que la reconstrucción realizada no tiene por objeto explicar el perfil de equilibrio, fundamentalmente teórico, sino tratar de reflejar con la mayor precisión posible las variaciones en los perfiles longitudinales que caracterizaron cada etapa. Los puntos generados por medio de esta técnica, además del error de partida, estimado en un ECM de 0,79 m que presenta el MDE10, también contarán con el error que introduce la regresión estadística.

Los datos procedentes de las regresiones polinómicas, de componente bidimensional, están formados por la variable independiente x (distancia) y la variable dependiente y (altura). Los valores de distancia, mediante la orientación y las coordenadas de origen implícitas en los perfiles longitudinales, han sido transformados en coordenadas UTM (X, Y), mediante la

aplicación de operadores trigonométricos en una hoja de cálculo. Ambas coordenadas UTM, junto con los valores de altura, forman las coordenadas tridimensionales (X, Y, Z), que han sido introducidas en el SIG para la interpolación espacial de los niveles fluviales.

4.1.1. MÉTODOS DE INTERPOLACIÓN ESPACIAL.

Las características morfológicas de la superficie a reconstruir, y en especial la tendencia topográfica, es fundamental para escoger el interpolador más apropiado para la reconstrucción. En este sentido, Leverington *et al.* (2002), utilizan un algoritmo de triangulación de tipo TIN para reconstruir los isoniveles de los casquetes glaciares, y por contra, Bonnet *et al.* (2001), emplean un método ponderación media para interpolar la forma del terreno a partir de las paleosuperficies conservadas.

Antes de determinar el interpolador más adecuado se ha realizado un análisis de los principales interpoladores y sus características. A la hora de generar una superficie continua a partir de una determinada distribución espacial de datos puntuales, existen diversas técnicas geoestadísticas entre las que destacan dos grupos principales: los métodos determinísticos y los métodos no determinísticos o geoestadísticos propiamente dichos (Johnston *et al.*, 2001). Otro grupo de técnicas de interpolación estaría representado por los métodos por triangulación.

La interpolación es una herramienta común y de uso extendido en los Sistemas de Información Geográfica, que incluyen una amplia variedad de métodos de interpolación, pertenecientes a estos grupos.

4.1.1.1. Métodos determinísticos.

Los métodos determinísticos utilizan funciones matemáticas para la interpolación, y se pueden dividir a su vez en interpoladores locales (ponderación en función inversa de la distancia, funciones polinómicas locales y funciones radiales) y interpoladores globales (funciones polinómicas globales). De estos cuatro métodos la ponderación en función inversa a la distancia y las funciones radiales son algoritmos de interpolación exactos, es decir la superficie interpolada es forzada a pasar o adecuarse a los valores de la muestra, de forma que en la localización de la muestra la superficie interpolada tiene el mismo valor que la muestra, mientras que las funciones polinómicas locales y las funciones polinómicas globales, también conocida como superficies de tendencia, son interpoladores inexactos, que tratan de ajustar la función polinómica que más se aproxima a la población muestral.

El método de ponderación en función inversa a la distancia está basado en el principio de similitud, que estima que los datos cercanos son más similares entre sí que los datos más alejados. Siguiendo este principio, este método, de fórmula general:

$$Z_{x,y} = \frac{\sum_{i=1}^n Z_i \cdot d_i^k}{\sum_{i=1}^n d_i^k}$$

realiza la estimación del punto problema ($Z_{x,y}$) asignando pesos a los datos (Z_i) en función de la distancia que los separa del punto problema (d_i), de modo que los datos más alejados del punto problema tendrán un menor peso en la interpolación que los datos cercanos. Aunque resulta un método sencillo y de cálculo rápido, al tratarse de una muestra ponderada, el valor de la superficie ponderada se encuentra siempre incluido dentro del rango de variación de la población muestral y estima que la tendencia de la superficie está dirigida por las variaciones locales, por lo que el tratamiento correcto de las formas cóncavas y convexas está en función de la distribución muestral (Felicísimo, 1994; Johnston *et al.*, 2001).

Las funciones radiales están formadas por un total de cinco funciones, cuyo mecanismo general es similar a adaptar una superficie elástica a la población muestral, minimizando la curvatura total de la superficie. La manera de adaptar esta superficie, o la forma que toma la superficie entre los valores de la población muestral estará controlada por el tipo de función que se aplique. Al contrario que la ponderación inversa a la distancia, la interpolación con las funciones radiales pueden predecir valores superiores e inferiores, respectivamente, al máximo y mínimo de la población muestral. Este método necesita una población muestral grande y produce sus mejores resultados en el cálculo de superficies de baja rugosidad, carentes de variaciones bruscas en distancias cortas (Johnston *et al.*, 2001).

Las interpolaciones polinómicas, global y local, se basan en el ajuste de ecuaciones polinómicas a la población muestral. La forma y complejidad de la superficie a interpolar está determinada por el grado de las ecuaciones polinómicas. La ecuación para una superficie de orden k vendría determinada por la expresión (Felicísimo, 1994):

$$Z_{x,y} = \sum_{i=1}^k \sum_{j=1}^{k-i} a_{i,j} X^i Y^j$$

, donde $Z_{x,y}$ es la estimación en un punto de coordenadas X e Y , y $a_{i,j}$ son constantes.

La interpolación polinómica global genera una superficie a partir de la ecuación polinómica que mejor se ajusta a la totalidad de los datos. La superficie creada recoge la tendencia general de la variable, obviando las variaciones locales, por lo que este método de interpolación también recibe el nombre de superficie de tendencia. La interpolación polinómica local trabaja por sectores, interpolando una superficie que es un mosaico de funciones polinómicas solapadas cuyo desarrollo está controlado por la elección del radio de influencia o número de datos que intervienen en el ajuste local de la ecuación. Este método permite mayor flexibilidad que el interpolador polinómico global y es capaz de reflejar variaciones locales.

Ambos métodos presentan fuertes limitaciones relacionados con el número de datos, especialmente en los bordes del modelo, donde la ausencia de datos de apoyo obliga a la función a extrapolar, dando lugar a valores totalmente disparatados. Otra característica importante de estos interpoladores radica en la distribución de los datos, ya que si los datos se encuentran agrupados y no se reparten en un área similar, la superficie de tendencia se alargará paralelamente a su patrón de distribución (Felicísimo, 1994). Así mismo, también sería deseable que el número de datos fuera suficiente para realizar un análisis estadísticamente significativo.

4.1.1.2. Métodos no determinísticos o geoestadísticos.

En la interpolación por métodos geoestadísticos, además de la aplicación de funciones matemáticas, también se tienen en cuenta las relaciones estadísticas entre los datos o autocorrelación.

Los métodos geoestadísticos pertenecen a la familia del *kriging*, método propuesto por D.G. Krike, del que existen diversas modalidades, como son el *kriging* normal u ordinario, el *kriging* simple, el *kriging* universal, el *kriging* indicador, el *kriging* probabilístico, el *kriging* disyuntivo y el *cokriging*.

En el método general del *kriging*, la variación espacial de la variable es función de la suma de tres componentes (Felicísimo, 1994):

- 1) Una primera componente que se puede asumir como constante o dependiente de una superficie de tendencia, de grado a determinar.
- 2) La segunda componente, que considera a las desviaciones o residuos no explicados por la superficie de tendencia, son una función dependiente de su correlación espacial, en la

que no sólo influye la distancia entre los datos, como en el método de la inversa de la distancia, sino también en la disposición espacial entre los datos.

- 3) Y una tercera componente de error residual aleatorio y no correlacionable espacialmente, que es definida por el usuario en función del tipo de datos de entrada.

La variabilidad espacial de la segunda componente es extraída del modelo de semivariograma. En el semivariograma se representa la semivarianza de las diferencias entre todos los pares de puntos frente a la distancia que los separa. Como la representación de estos valores llega a hacer inmanejable el semivariograma, el número de pares de puntos se reduce agrupando en un único valor medio de distancia y semivarianza los pares de puntos que tienen una distancia similar. La determinación del rango o intervalo de variación de esta distancia, en función de la cual se agrupan los datos, está controlada por el parámetro conocido como *lag*.

A su vez, el semivariograma puede ser construido sin tener en cuenta la orientación de los pares de datos, lo que implica que la distancia entre los pares es independiente de su situación relativa (estructura isótropa), o bien según direcciones determinadas si se tienen indicios de anisotropías en la correlación. En los casos de anisotropía, la construcción del semivariograma se verá determinada por la dirección, el ángulo de tolerancia y el ancho de banda. Estos dos últimos parámetros determinan la tolerancia en la dispersión de esta dirección según la cual se construirán los pares de puntos.

Los parámetros mencionados, por tanto, influyen determinantemente en la elección y representación de los pares de puntos, a partir de los cuales se ajusta el modelo del semivariograma (esférico, tetraesférico, exponencial, gaussiano, etc), en modo semejante a un análisis de regresión. A partir del modelo ajustado, que define la correlación espacial entre los datos, se obtienen las covarianzas de los puntos problema, a partir de las cuales se derivan los pesos que operarán en la interpolación.

De la forma general de un semivariograma (Figura 4.1), se pueden extraer tres valores característicos:

- ❖ Rango (*range*). Está definida en el modelo por el valor de la distancia a partir del cual el modelo mantiene la semivarianza constante. El rango delimita la distancia a partir de la cual los datos no son autocorrelacionables espacialmente.
- ❖ Umbral (*sill*). Es el valor que la semivarianza adquiere en la distancia del rango, y que se mantiene constante con el aumento de la distancia.
- ❖ Efecto pepita o *nugget*. Teóricamente, a valor cero de distancia, la semivarianza debería ser cero, sin embargo si consideramos distancias infinitesimales, la diferencia entre los valores no tiende a cero. La elección del valor del *nugget*, o el error residual

aleatorio, determina que el método de *kriging* actúe como un interpolador exacto (*nugget* = 0), o como un interpolador inexacto (*nugget* ≠ 0). Los valores distintos de cero son asociados a la variabilidad de los valores en distancias menores que el intervalo de muestreo y/o a los errores en la medida inherentes a todo aparato de medición, pudiendo especificar en que proporción afecta cada uno a la medida.

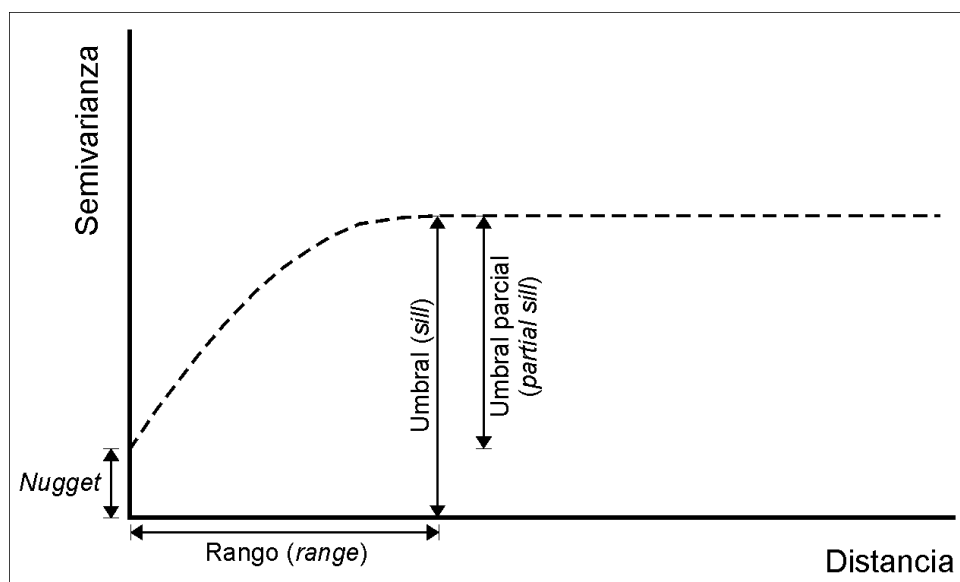


Figura 4.1. Forma general de un semivariograma y sus parámetros característicos.

Los distintos modelos de *kriging* son variaciones de la formulación general,

$$Z(x, y) = \mu(x, y) + \varepsilon(x, y)$$

El *kriging* ordinario asume que la primera componente es una constante desconocida (μ), mientras que en el *kriging* universal, la superficie de tendencia es una función determinística polinómica ($\mu(x, y)$), también desconocida, en la que los valores que se salen de la superficie de tendencia no son considerados independientes, sino que son analizados para estimar su autocorrelación. Sin embargo, el *kriging* ordinario también ofrece la posibilidad de utilizarlo para datos que muestran cierta tendencia (Johnston *et al.*, 2001). El *kriging* simple, por otra parte, considera que la primera componente es completamente conocida en todos sus parámetros, sea constante o no.

Otras variaciones del método del *kriging* están aplicadas a la determinación de las probabilidades de que las predicciones de la variable se sitúen por encima o por debajo de una determinada constante que actúa como umbral ($I(x, y) = \mu + \varepsilon(x, y)$); donde $I(x, y)$ es una

variable binaria. Estas predicciones de probabilidad se pueden hacer basadas únicamente en la variable problema (*kriging* indicador), o en función de la variable problema y otra variable relacionada (*kriging* probabilístico).

Si este valor, en vez de constante, es una función ($f(Z(x,y)) = \mu + \varepsilon(x,y)$), el método de interpolación recibe el nombre de *kriging* disyuntivo (Johnston *et al.*, 2001).

Si en cualquiera de estas modalidades mencionadas, la predicción de la variable problema se hace en función de sus propios datos y de los datos de varias variables relacionadas, el método recibe el nombre de *cokriging* (*cokriging* ordinario, *cokriging* simple, *cokriging* universal, *cokriging* indicador, *cokriging* probabilístico, *cokriging* disyuntivo).

La utilización combinada de modelos matemáticos y estadísticos en el método del *kriging* y sus variantes, permite que además del modelo espacial de predicción de la variable, también se pueda obtener la distribución espacial de los errores estándar de dicha predicción, y en el caso de que la variable se ajuste a una distribución normal, los mapas de probabilidad y de cuantiles.

4.1.1.3. Métodos de interpolación por triangulación.

Estos métodos realizan una triangulación espacial entre los datos, de modo que los datos se sitúan en los vértices de los triángulos y a continuación realizan la interpolación a lo largo de las aristas. Esta interpolación puede ser lineal, polinómica, etc.. (Sanz, 2001). El método de interpolación muestra los mejores resultados cuando la cantidad de datos es grande y con una distribución muy regular.

- - -

El análisis cartográfico y de campo de las morfologías indica que la evolución del relieve de esta región corresponde fundamentalmente a un modelo de denudación escalonado, que durante el Cuaternario ha estado dirigido por los procesos fluviales, responsables de la formación de los valles actuales, donde la disposición de las terrazas fluviales señala la disminución de la anchura de los fondos y llanuras aluviales a medida que progresa su

encajamiento. La morfología típica de las llanuras aluviales implica un descenso de altura aguas abajo según su eje longitudinal, mientras que transversalmente a este eje, la altura se mantiene constante. Aunque esta es la tónica común en la zona, también se observan algunas terrazas y glaciares que muestran una inclinación hacia el centro de los valles, en relación con el funcionamiento de valles laterales.

Según estas particularidades morfológicas y analizando las distintas características de las distintas técnicas de interpolación, se ha elaborado un procedimiento en el cual se presta especial atención al análisis de la tendencia estadística que muestran los datos, de forma que el conocimiento de la dirección y el grado de variación de la topografía que caracteriza a las morfologías trate de amortiguar la traba que representa la escasez y mala distribución inicial de los datos. Los pasos realizados son los siguientes:

1). Las llanuras aluviales y los fondos de valle se han interpolado a partir de los datos de los perfiles longitudinales y de los datos topográficos de los bordes de las terrazas fluviales, aplicando una interpolación polinómica local. Se ha elegido este interpolador, ya que simula favorablemente la topografía de una llanura, y al ser local es capaz de captar las variaciones locales observadas en algunos de los perfiles longitudinales. Este interpolador encaja funciones polinómicas locales que se distribuyen paralelas al patrón modelo, constituido en este caso por la tendencia marcada por el perfil longitudinal, mientras que en posiciones transversales al perfil longitudinal, las funciones polinómicas están controladas y constreñidas por los datos de los bordes de las terrazas. En aquellas zonas de extensión considerable que carecen de terrazas, el modelo está obligado a extrapolar, produciendo en ocasiones valores disparatados. Para evitar estos errores, en dichas zonas se han incluido en la interpolación puntos de control, que han sido generados por la prolongación perpendicular de los datos del perfil longitudinal, en semejanza a la morfología característica del plano de una llanura aluvial.

Este proceso de interpolación se ha realizado para todos los perfiles longitudinales de los valles analizados (Arlanzón, Vena, Pico, Hurones, Cueva, etc) y para cada nivel considerado ($T2_{AZN}$, $T3_{AZN}$, $T4_{AZN}$, etc), generando las llanuras aluviales de los ríos y los fondos de valle de los principales arroyos. En este proceso se crea una tercera generación de datos, que junto con los datos previos, intervendrán en la articulación del modelo que une los niveles fluviales.

2). La articulación entre los planos polinómicos aluviales, y de éstos con el resto de las paleosuperficies de tendencia distinta al eje longitudinal de los valles (terrazas inclinadas, glaciares, abanicos aluviales) y con los datos extraídos de los perfiles longitudinales de los arroyos de cabecera de la Sierra de Atapuerca, se ha realizado por el método del *kriging*

ordinario. Para ello, los planos polinómicos han sido vectorizados, con un punto cada 200 m en el caso de los grandes valles (Arlanzón, Vena, etc), y un punto cada 100 m en los valles menores, como el Valle de Cueva Mayor o el Valle de Elefante. Se ha escogido el método del *kriging* ordinario, puesto que tiene la suficiente versatilidad para considerar la tendencia local de segundo grado de los planos aluviales y la dispersión frente a esta tendencia que introducen el resto de los datos, siendo posible además obtener la variación espacial de los errores estadísticos del modelo. El modelo final interpolado tiene una resolución espacial de 10 m de celdilla, con objeto de poder enfrentarlo con el MDE10 actual. Puesto que las formas a restituir son morfologías bastante constantes, de muy baja variabilidad y con tendencias bastante definidas, la ampliación de la resolución a 10 m no representa una sobre estimación de la precisión del modelo frente a los datos de entrada.

Estos dos pasos se han realizado para todos los niveles reconstruidos excepto para el nivel de la terraza T14_{AZN} (+2-3 m), el nivel de la Superficie Poligénica del Páramo Inferior, el nivel de la Superficie del Páramo Superior y el nivel de la superficie de erosión SE2. En el nivel T14_{AZN} (+2-3 m) la cantidad de datos frente al escaso área a interpolar, no ha hecho necesario el ajuste de la superficie polinómica local, por lo que se ha aplicado el método del *kriging* ordinario directamente, con una tendencia de segundo grado.

En la interpolación de los niveles de la Superficie Poligénica del Páramo Inferior, de la Superficie del Páramo Superior y de la superficie de erosión SE2, se han ensayado distintos métodos, como son las funciones radiales o interpoladores de tipo *spline* (Abbot *et al.*, 1997, Small y Anderson, 1998), que adaptan una superficie a los datos en semejanza a una membrana elástica que es forzada a pasar por todos los datos reduciendo al mínimo la curvatura de la superficie. En este caso se optó por el método de *kriging* ordinario, puesto que permite tener una idea de la bondad del modelo gracias a los parámetros de validación y la distribución espacial de errores.

Adicionalmente, en la reconstrucción de la topografía durante la elaboración final de la superficie de erosión SE2 se ha realizado un procedimiento específico, detallado en el Apartado 4.5, que simula simplificadaamente la restitución de la topografía de la Sierra en función del arrasamiento SE2 y su sediplano correlativo, teniendo en cuenta la cuantificación del incremento de altura sufrido durante el evento tectónico acaecido tras la formación de este arrasamiento (Apartados 3.1.1.2.2.2 y 3.1.2.1.5).

Con objeto de complementar estas reconstrucciones se ha realizado un análisis de la evolución de las vertientes destinado a estimar el retroceso de las laderas. En este análisis se ha basado en el análisis cartográfico de las formas y en el ensayo de modelos de denudación matemáticos (Dreybrogt, 1988; Kooi y Beaumont, 1994; Kaufmann y Braun, 2001),

pudiéndose inferir que los cambios en las laderas no han aportado variaciones topográficas significativas respecto a la evolución global del paisaje. Frente a este hecho, se ha optado por articular los niveles reconstruidos con las paleosuperficies ya existentes utilizando la topografía actual de las laderas, tal como proponen otros autores (Leverington *et al.*, 2002). Este proceso se ha realizado por medio de una superposición lógica del modelo digital de elevaciones actual y los modelos reconstruidos.

Las reconstrucciones bidimensionales se han realizado para todas las etapas de la evolución geomorfológica en la medida en que los datos lo ha permitido, sin embargo para la reconstrucción tridimensional de los niveles aluviales y de las paleotopografías finales, el número de etapas ha sido reducido a los relieves coetáneos con los siguientes hitos morfológicos: T14_{AZN} (+2-3 m), T11_{AZN} (+12-15 m), T10_{AZN} (+ 13-20 m), T9_{AZN} (+19-30 m), T7_{AZN} (+38-40 m), T5_{AZN} (+50-54 m), T4_{AZN} (+60-67 m), T3_{AZN} (+70-78 m) y T2_{AZN} (+84-88 m), Superficie Poligénica del Páramo Inferior, Superficie Poligénica del Páramo Superior y, como un caso especial, la superficie de erosión SE2.

4.2. NIVELES ALUVIALES CUATERNARIOS.

La reconstrucción de los niveles de base cuaternarios se ha cimentado en los valles de los ríos Arlanzón, Vena y Pico, ya que la distribución geográfica de estos tres valles es idónea para establecer la relación entre el encajamiento fluvial y la Sierra de Atapuerca. Esto es, la cuenca de drenaje de estos tres valles cubre o abarca toda red de drenaje de la Sierra de Atapuerca, por lo que la evolución de la red fluvial de la Sierra de Atapuerca y de los distintos niveles de base que han entrado en contacto con la Sierra, ha estado controlada por la evolución de estos tres valles a lo largo del Cuaternario. Estos tres valles presentan una secuencia de incisión bien definida, y con la suficiente cantidad de datos para que la reconstrucción resulte representativa.

Como ya se ha explicado, la metodología propuesta consta de una primera reconstrucción bidimensional, donde se generan los perfiles longitudinales de las terrazas fluviales por medio de regresiones estadísticas lineales, seguida de la reconstrucción tridimensional adaptando planos polinómicos a partir de estos datos y la topografía conservada del borde de las terrazas, y por último la unión de estos planos entre sí y con los datos del resto de paleosuperficies y de los arroyos de cabecera.

4.2.1. RECONSTRUCCIÓN BIDIMENSIONAL. PERFILES FLUVIALES LONGITUDINALES.

Los perfiles fluviales constituyen una importante información acerca de la evolución de los niveles de base fluviales y su posición respecto a la Sierra de Atapuerca. La generación de estos perfiles, además de los datos topográficos continuos, también ha aportado un valioso conocimiento sobre la tendencia estadística del eje longitudinal de los valles, que ha sido fundamental a la hora de realizar la interpolación de los planos tridimensionales.

Los valles en los que se ha realizado la reconstrucción se pueden dividir en:

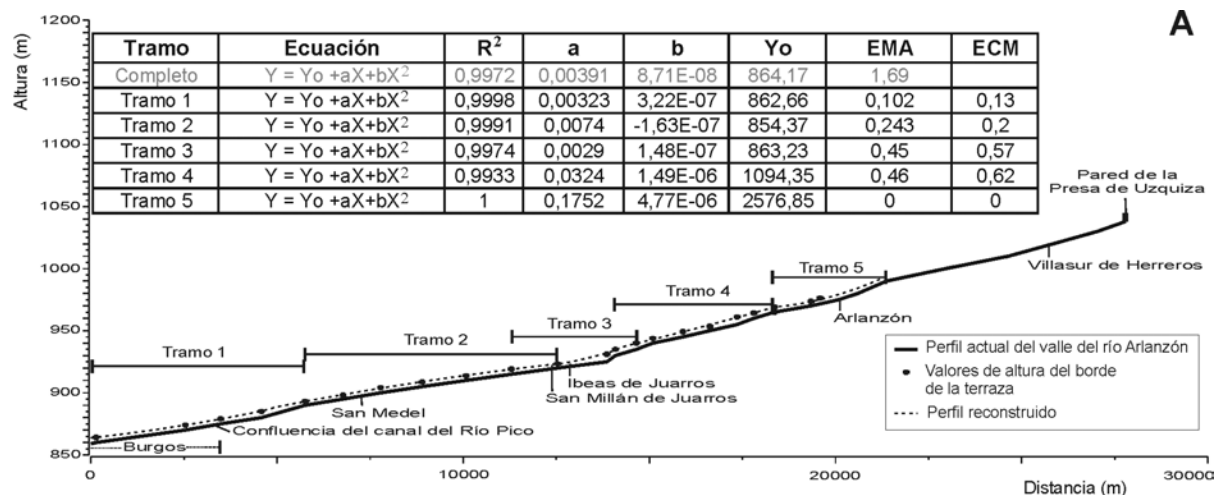
- ❖ Valles principales. Entendiendo por principales no sólo por los valles mayores (Arlanzón y Vena), puesto que el río Pico es de reducidas dimensiones, sino también aquellos que adquieren especial relevancia en la reconstrucción, al constituir el nivel de base del drenaje de la Sierra de Atapuerca.
- ❖ Valles laterales. Son los valles de ríos y arroyos de posición lateral a los ejes Arlanzón y Vena, que tienen una entidad paisajística a destacar en la configuración del relieve del entorno de la sierra y drenan al río Arlanzón y al río Vena.
- ❖ Valles de la Sierra de Atapuerca. Son los pequeños valles asociados a la red de drenaje de la Sierra que confluyen en los ríos Arlanzón, Vena y Pico.

4.2.1.1. Valles principales.

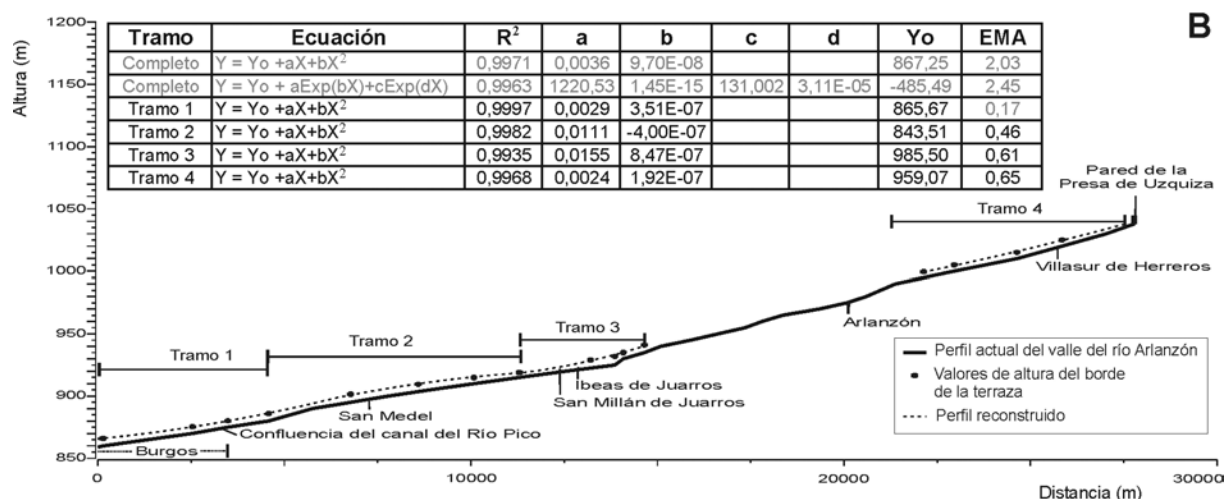
A este grupo pertenecen los perfiles longitudinales de las terrazas fluviales del colector principal (río Arlanzón), de su afluente de mayor desarrollo en la zona (río Vena), y del río Pico que aunque es un curso de menor importancia, su situación respecto a la Sierra de Atapuerca y el sistema endokárstico de la Sierra de Atapuerca, le confiere una especial relevancia.

El tramo del río Arlanzón analizado abarca desde la pared del Embalse de Uzquiza, situado en la Sierra de la Demanda, hasta su paso por la ciudad de Burgos. Como ya se indicó, presenta la secuencia de terrazas más completa, compuesta por catorce niveles más la llanura aluvial. La reconstrucción de los perfiles longitudinales se ha realizado para todos los niveles,

A



B



C

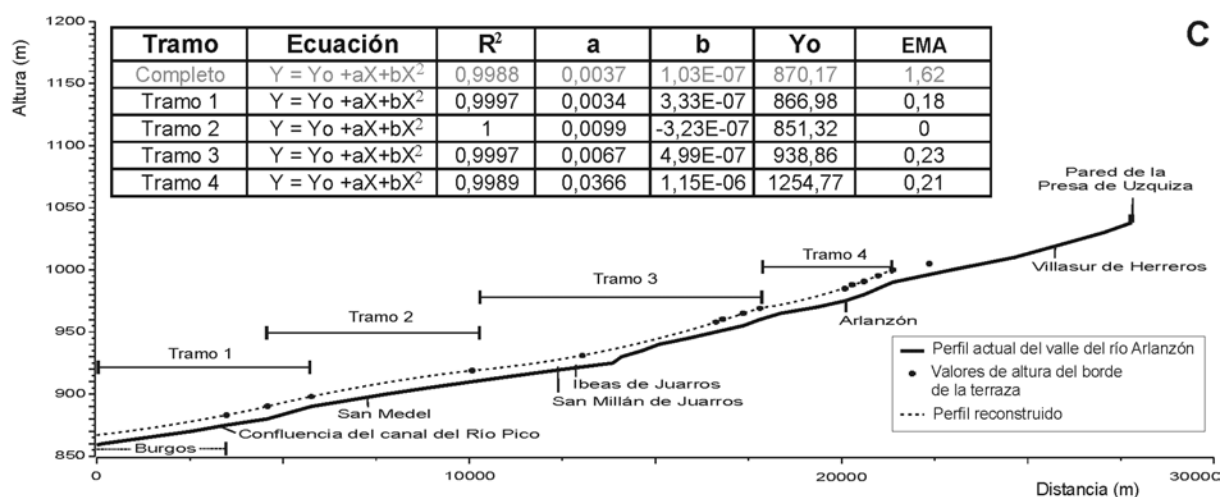


Figura 4.2. Reconstrucción del perfil longitudinal del valle del río Arlanzón para los niveles de terraza T14_{AZN} +2-3 m (A), T13_{AZN} +4-6 m (B), y T12_{AZN} + 8-10 m (C), en el tramo situado entre la pared del Embalse de Uzquiza y Burgos.

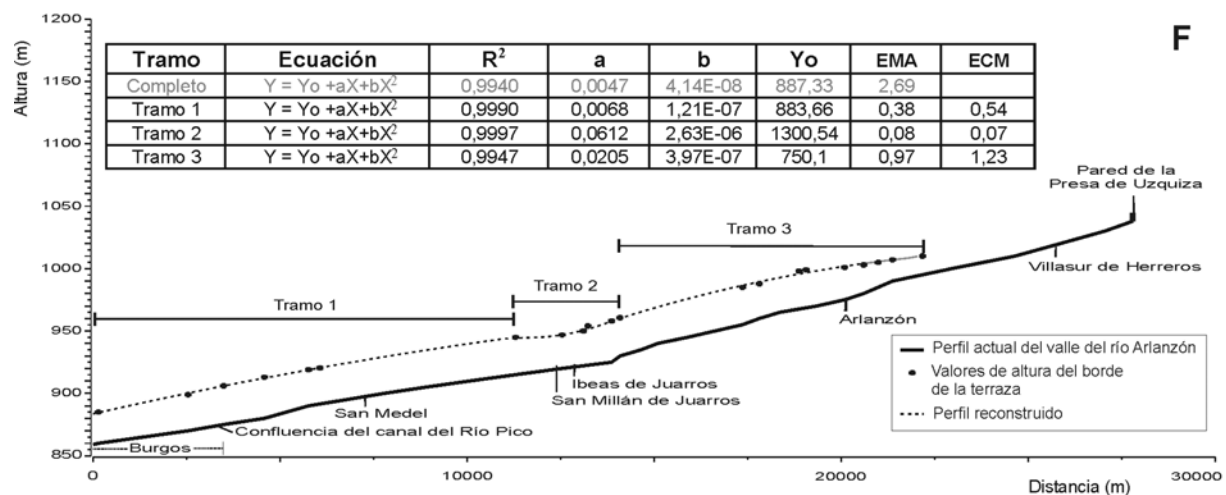
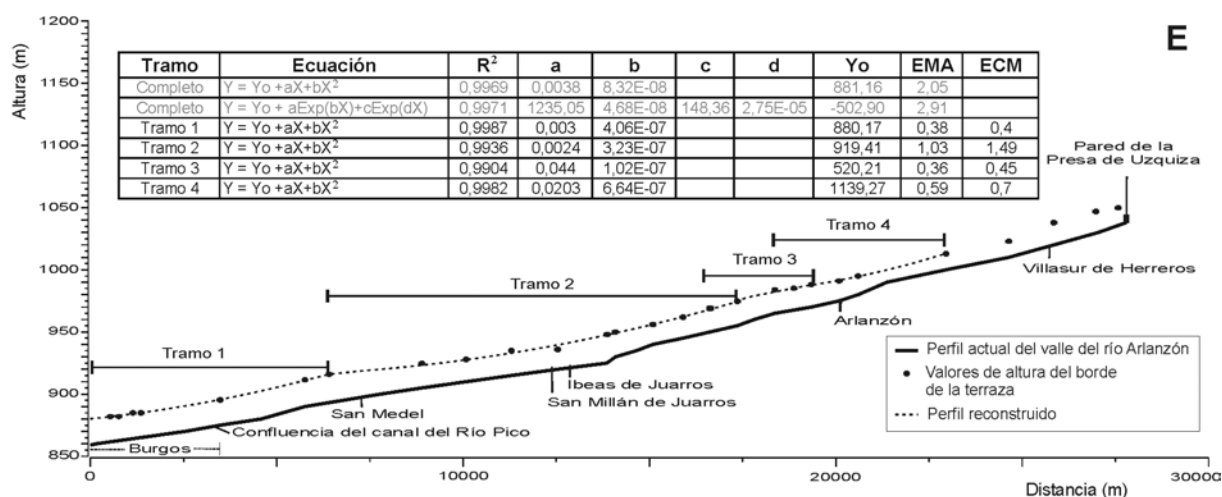
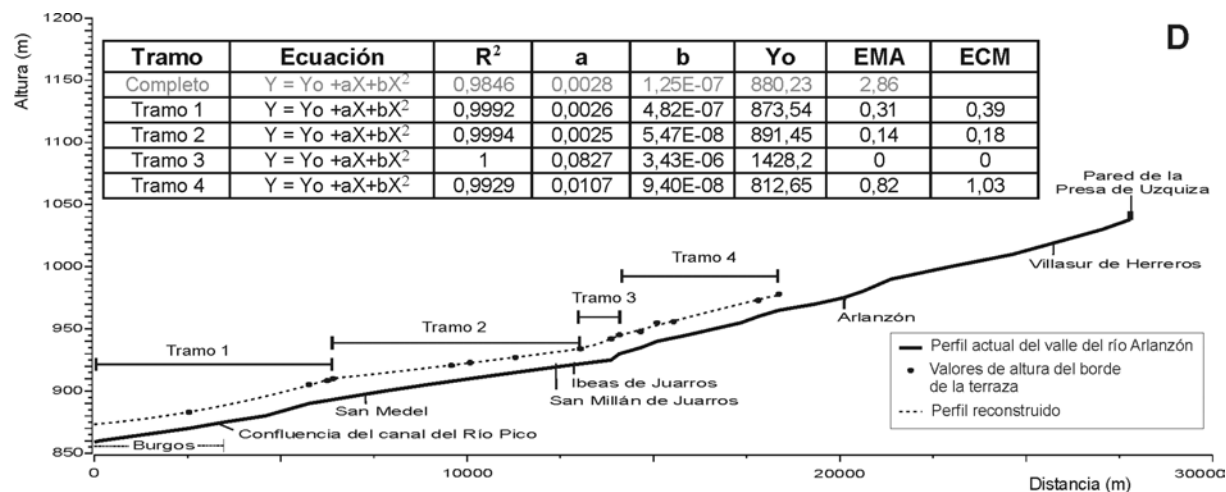
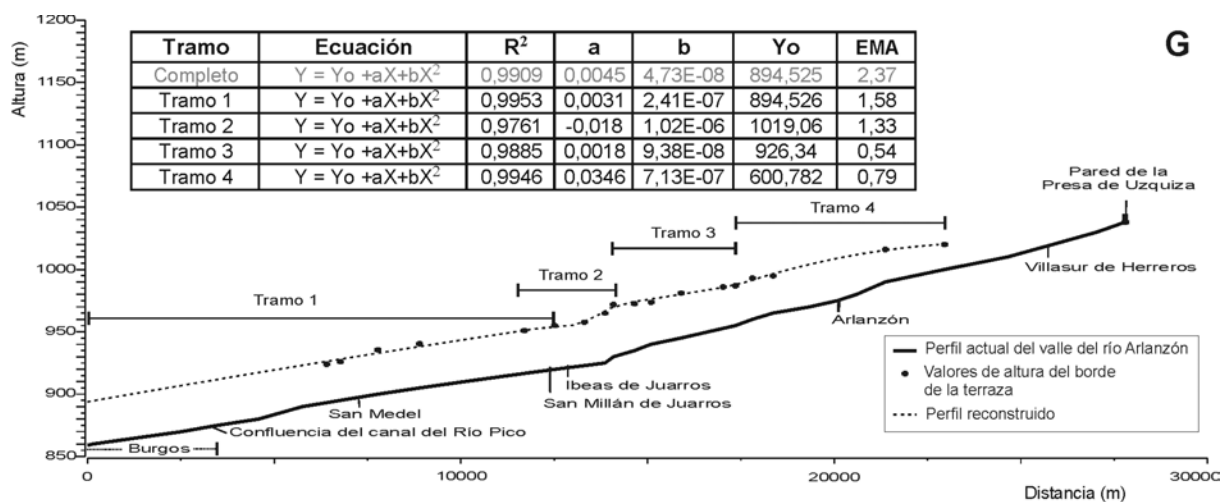
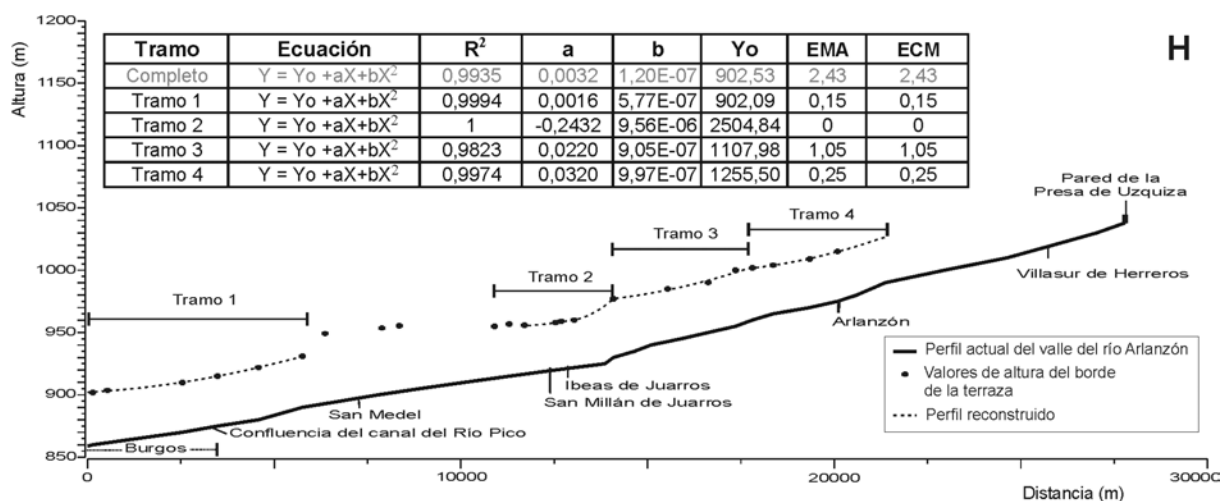


Figura 4.3. Reconstrucción del perfil longitudinal del valle del río Arlanzón para los niveles de terraza T11_{AZN} +11-15 m (D), T10_{AZN} +13-20 m (E), y T9_{AZN} +19-30 m (F), en el tramo situado entre la pared del Embalse de Uzquiza y Burgos.

G



H



I

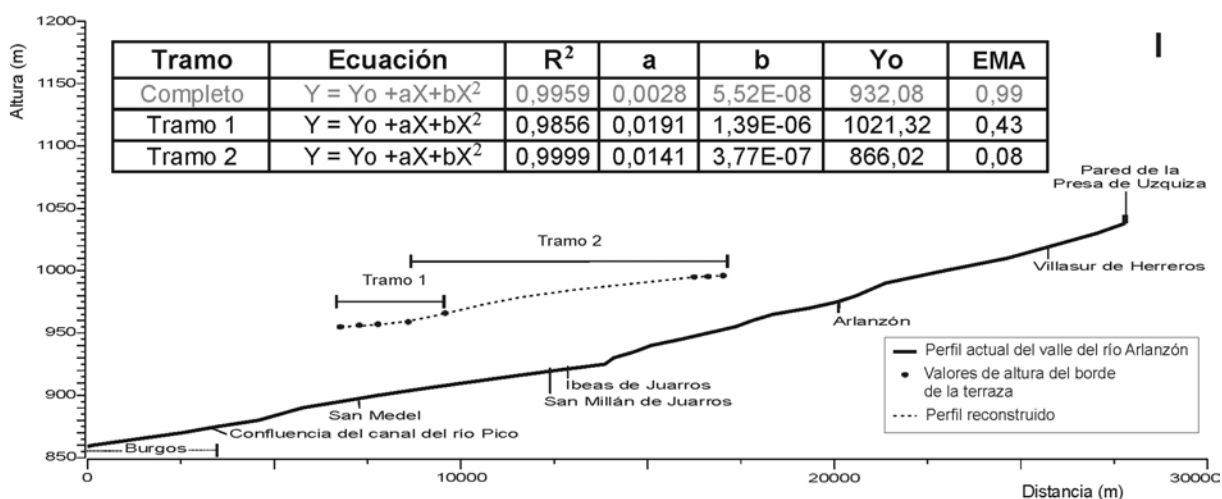


Figura 4.4. Reconstrucción del perfil longitudinal del valle del río Arlanzón para los niveles de terraza T8_{AZN} +26-35 m (G), T7_{AZN} +38-40 m (H), y T6_{AZN} +44-46 m (I), en el tramo situado entre la pared del Embalse de Uzquiza y Burgos.

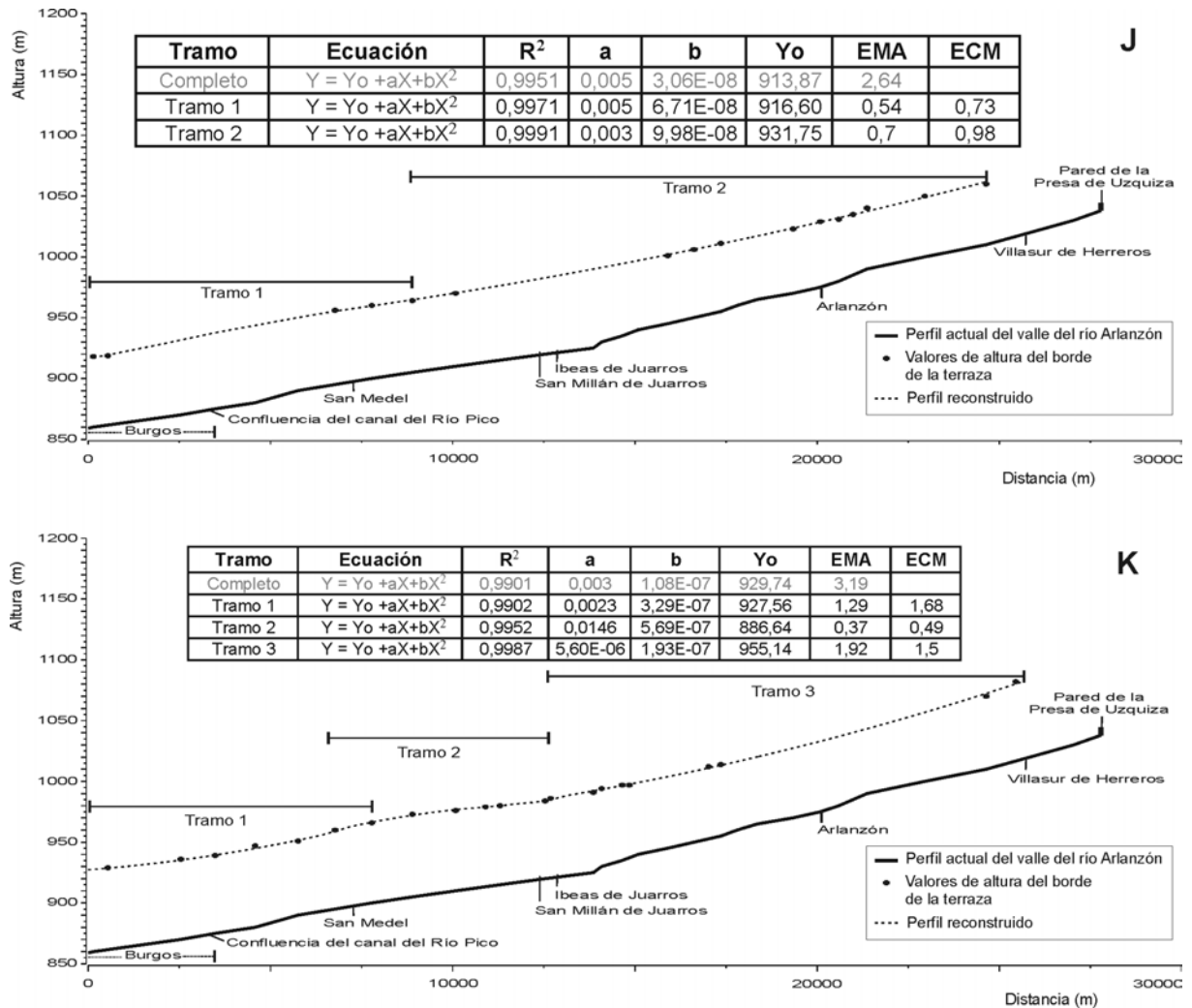


Figura 4.5. Reconstrucción del perfil longitudinal del valle del río Arlanzón para los niveles de terraza T5_{AZN} +50-54 m (J) y T4_{AZN} +60-67 m (K), en el tramo situado entre la pared del Embalse de Uzquiza y Burgos.

excepto para el nivel T1_{AZN} (+92-97 m) que carece de datos suficientes para una reconstrucción representativa. Exceptuando los perfiles de las terrazas T2_{AZN} (+84-88 m) y T3_{AZN} (+70-78 m), en donde la regresión se ha aplicado al tramo completo, el resto de perfiles ha sido analizado por tramos parciales de tendencia semejante, puesto que reflejaban con mayor detalle las variaciones locales de los perfiles.

Las ecuaciones que mejor se ajustan al perfil longitudinal actual del tramo considerado del valle del río Arlanzón son curvas polinómicas de segundo grado ($R^2 = 0,9975$), y curvas exponenciales crecientes de cinco parámetros, que presentan valores de $R^2 = 0,9974$.

La reconstrucción de los perfiles longitudinales de las terrazas fluviales se ha realizado con ecuaciones polinómicas de segundo grado, que se ajustan con coeficientes de correlación elevados ($R^2 > 0,97$) y unos errores medios absolutos (EMA) que alcanzan como valor máximo los 2,65 m (Figuras 4.2, 4.3, 4.4, 4.5 y 4.6). Este tipo de reconstrucción ha permitido diferenciar tramos de tendencia dispar (cóncavos y convexos), que definen seseos o variaciones en el perfil (Figura 4.7). Dos de estos seseos, reconocidos en varios de los perfiles longitudinales de las terrazas fluviales, coinciden en líneas generales con algunas de los saltos observados en el perfil actual del río Arlanzón, situados, respectivamente, aguas abajo de San Medel y aguas arriba de Ibeas de Juarros. En estas localizaciones el valle del río Arlanzón sufre ligeras variaciones en su dirección: aguas arriba de San Medel el valle actual torna de la dirección E-O que traía, a una dirección ENE-OSO, que mantiene aguas abajo hasta la confluencia del río Cueva; mientras que aguas abajo de San Medel, el valle adquiere rumbos casi E-O, a partir de la dirección ONO-ESE que le caracterizaba hasta ese punto (Apéndice IV.1).

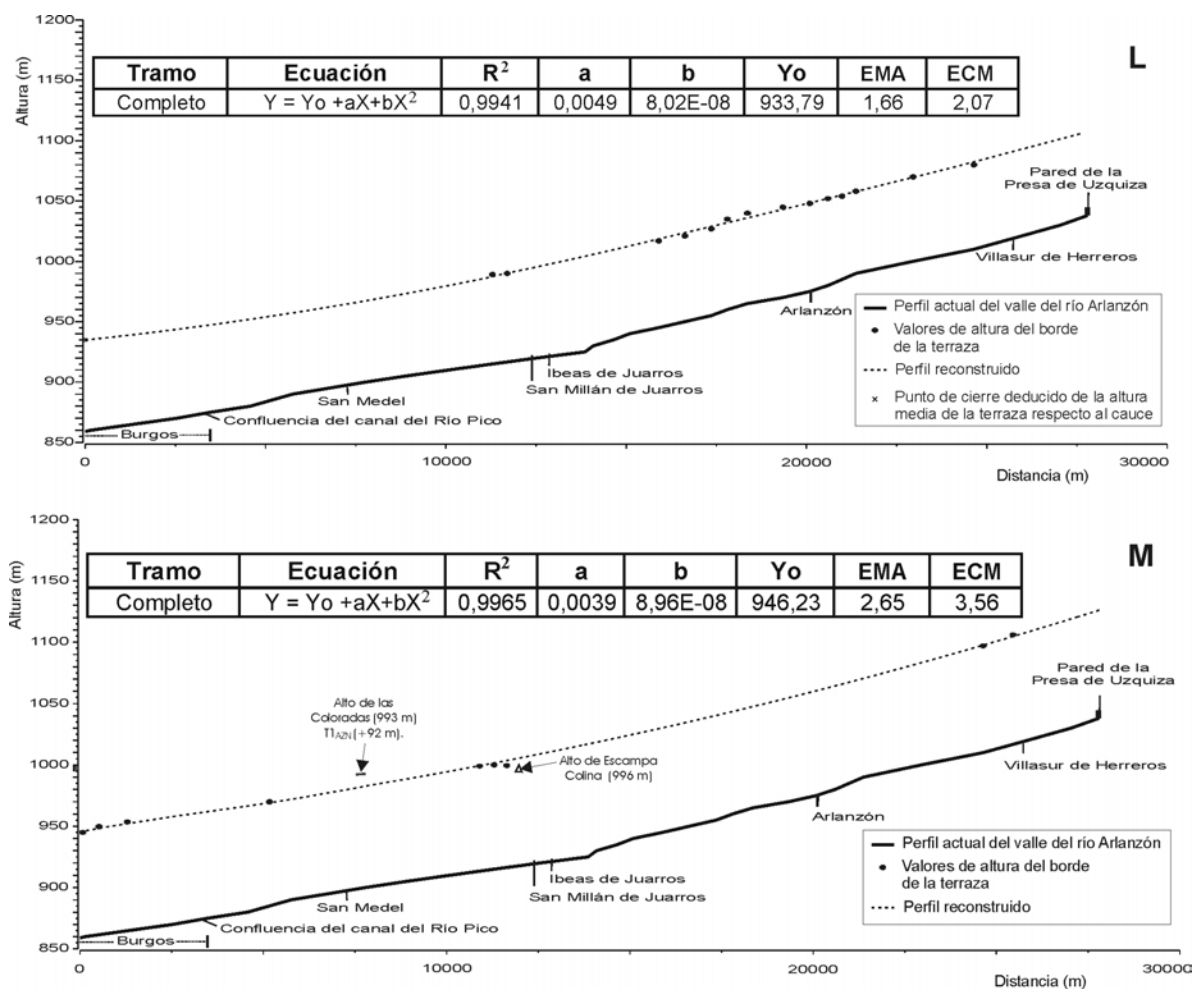


Figura 4.6. Reconstrucción del perfil longitudinal del valle del río Arlanzón para los niveles de terraza T5_{AZN} +70-78 m (L) y T4_{AZN} +84-88 m (M), en el tramo situado entre la pared del Embalse de Uzquiza y Burgos.

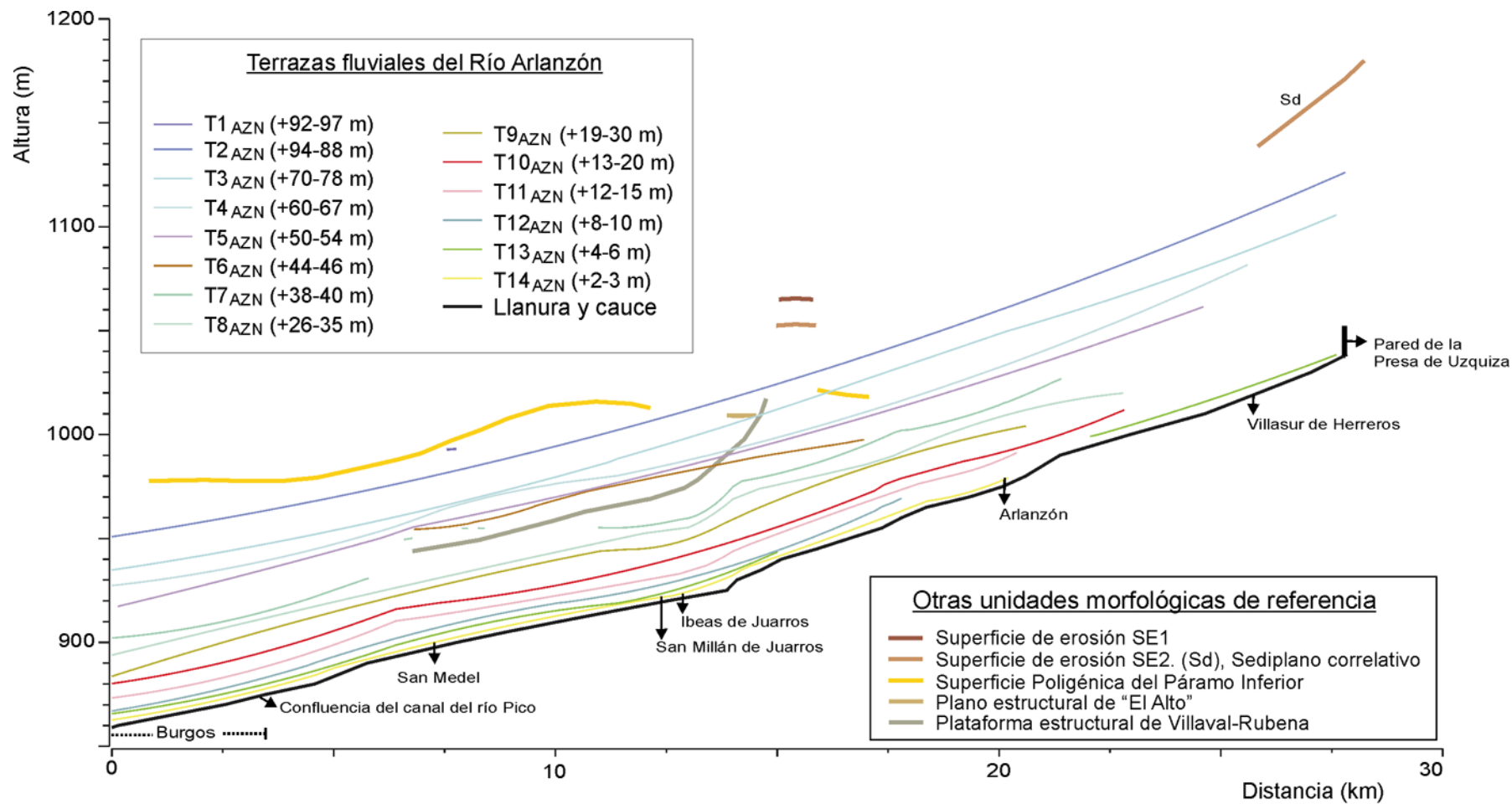


Figura 4.7. Posición de los niveles reconstruidos en el valle del río Arlanzón respecto a otras morfologías de interés.

La coincidencia de los leves cambios en la dirección con los seseos reconocibles en el perfil actual y algunos de los perfiles longitudinales de las terrazas podrían estar debidas a zonas de debilidad diferencial inducidas por la fractura del sustrato, con dirección casi E-O, que justifica el trazado rectilíneo general que caracteriza al valle del Arlanzón en esta región.

En la reconstrucción de los perfiles longitudinales de las terrazas superiores, T2_{AZN} (+84-88 m) y T3_{AZN} (+70-78 m), se puede observar como dichas terrazas llegan a ocupar una posición superior a la Superficie Poligénica del Páramo Inferior aguas arriba de la Sierra de Atapuerca, mientras que aguas abajo, ambos niveles fluviales ya se encuentran encajados en la superficie poligénica, al igual que los depósitos fluviales que se han asignado a la terraza T1_{AZN} (+92-97 m).

Otra morfología destacable, como es el plano estructural de “El Alto”, ocupa una posición ligeramente superior a la terraza T3_{AZN} (+70-78 m), pero queda, dependiendo del punto, entre 7 y 12 m por debajo del nivel T2_{AZN} (+84-88 m), que alcanza unas cotas absolutas de 1017-1022 m (Figuras 4.6). También es de suponer que la terraza T1_{AZN} (+92-97 m), reconocida en zonas próximas, aumentará esta diferencia de cotas del orden de 5-10 m; hecho que pone de manifiesto que los niveles fluviales más antiguos habrían sobrepasado holgadamente la morfología actual del plano de “El Alto”, aún cuando supusiéramos que este plano estructural es el resultado de la degradación de la Superficie Poligénica del Páramo Inferior, con cota de 1010-1023 m en las zonas más cercanas.

Los perfiles longitudinales de las terrazas del río Vena han sido contruidos desde su nacimiento situado en las proximidades del Puerto de Pedraja, hasta Burgos, donde se une al río Arlanzón. Se han reconstruido todas las terrazas que conserva el valle del río Vena. Las terrazas más altas del río Vena, cuya representación es muy limitada, han sido reconstruidas considerando el tramo completo, y en algunos casos, con datos de apoyo procedentes de las terrazas del río Arlanzón en la confluencia de este con el río Vena, o bien procedentes de las rupturas observadas en los perfiles longitudinales de los arroyos laterales del Entremesado y de la Mina (Figura 4.10). En éstos y otros perfiles longitudinales de los arroyos de la Sierra de Atapuerca que confluyen con el río Vena, se han observado otras rupturas en posiciones superiores que sugieren la existencia de niveles de base en el río Vena más antiguos que las terrazas conservadas actualmente en el valle y que coinciden en cota relativa con las terrazas superiores del río Arlanzón T2_{AZN}, T3_{AZN} y T4_{AZN}. Estas rupturas no han sido utilizadas para

reconstruir los perfiles longitudinales de estos niveles en el río Vena, pero sí para ajustar los planos polinómicos que simularán la llanura del río Vena durante estas etapas.

El curso actual del río Vena presenta un perfil longitudinal que alcanza su mejor correlación con curvas exponenciales, en especial las de cinco y cuatro parámetros ($R^2 = 0,9990$), curvas racionales de 3 parámetros ($R^2 = 0,9990$), y ligeramente inferiores con curvas polinómicas de segundo grado ($R^2 = 0,98$). La aplicación de las curvas polinómicas de segundo grado a la reconstrucción de los perfiles determina ajustes con coeficientes de correlación $R^2 > 0,9947$ y errores medios absolutos que oscilan entre los 0,3 m y los 2,31 m (Figuras 4.8, 4.9 y 4.10).

Aunque el perfil longitudinal del curso actual del río Vena presenta algunas pequeñas rupturas, los perfiles longitudinales de las terrazas carecen de saltos o rupturas significativas, en contraposición con lo que sucedía en el río Arlanzón. Esta circunstancia se observa tanto en las terrazas inferiores, donde hay mayor abundancia de datos, como en las superiores, que carecen de datos suficientes para reflejar estas variaciones en el perfil. Ambos ríos, Vena y Arlanzón, han construido sus valles sobre las mismas formaciones terciarias, que mantienen unas características litológicas muy semejantes, tan sólo cabe destacar una mayor abundancia de afloramientos de rocas evaporíticas en el valle del río Vena, correspondientes a la facies Villatoro que se observan en las proximidades de Quintanapalla. A parte de esta diferencia, otra divergencia entre ambos valles sería la ausencia de una estructura tectónica del sustrato que hubiera condicionado la formación del valle del río Vena.

En algunos casos, los saltos en el perfil actual del río Vena coinciden con las zonas donde se acuñan las terrazas (Figuras 4.8, 4.9 y 4.10), como se puede observar entre Olmos y Atapuerca con las terrazas T7_V (+8-9 m) y T8_V (+4-5 m), aguas arriba de Agés con la terraza T6_V (+6-14 m) y curso arriba de Santovenia de Oca con la terraza T5_V (+5-20 m). Este fenómeno, ya observado en campo con la pérdida de cota relativa de las terrazas aguas arriba y la presencia de perfiles edáficos evolucionados, de tipo A/B/C, en terrazas de cota relativa +4-5 m, sugiere que la respuesta del río Vena no ha sido lo suficientemente rápida para labrar un nuevo perfil de equilibrio tras las sucesivas incisiones de su colector, el río Arlanzón. Consiguientemente, estos saltos o escalones en el perfil serían consecuencia de los descensos en el nivel de base (Selby, 1985), dejando en el perfil tramos cóncavos que representan parte de los antiguos perfiles longitudinales, aún cuando el río sigue circulando actualmente por ellos.

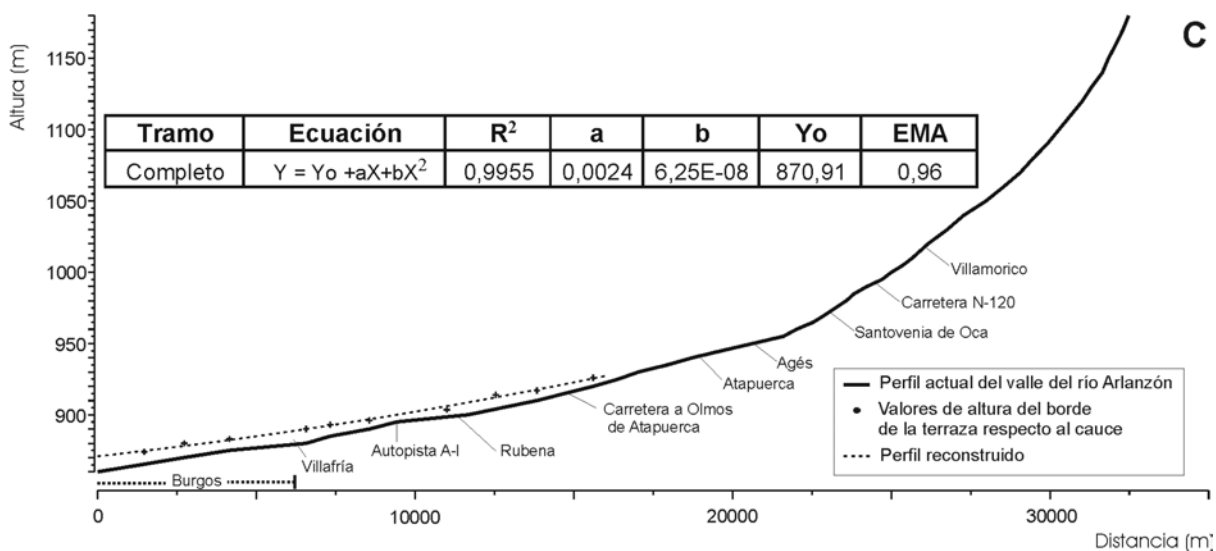
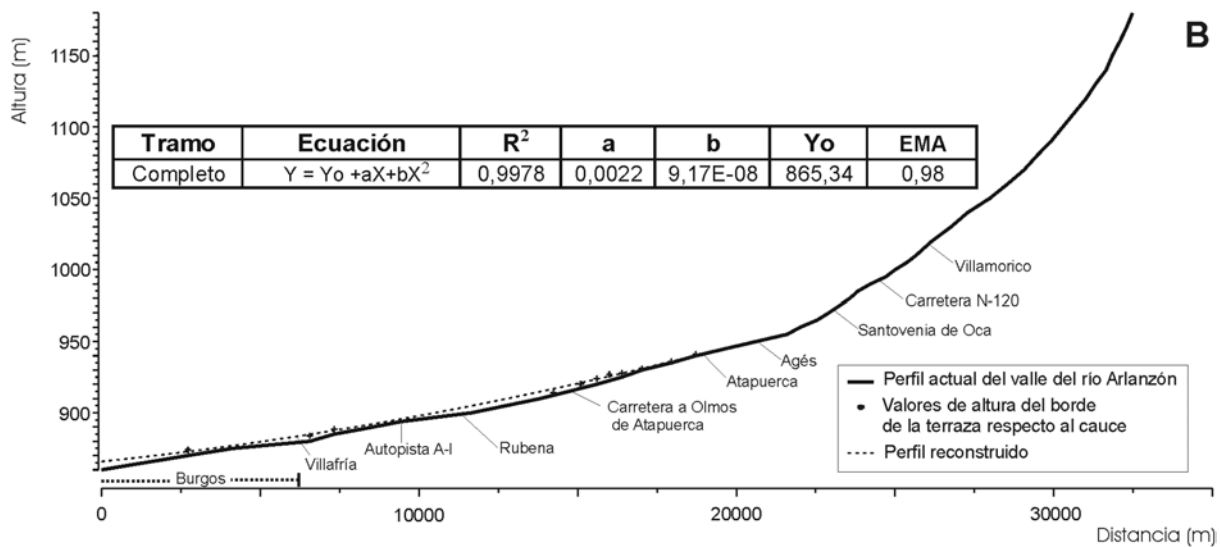
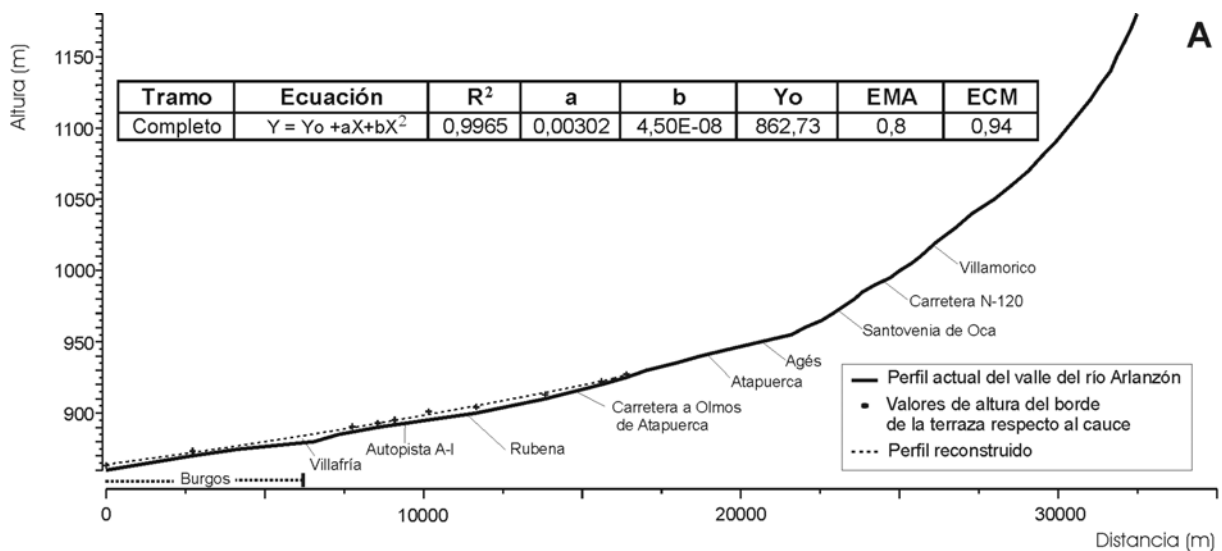


Figura 4.8. Reconstrucción del perfil longitudinal del valle del río Vena para los niveles de terraza T9_v +2 m (A), T8_v +4-5 m (B), y T7_v +8-9 m (C).

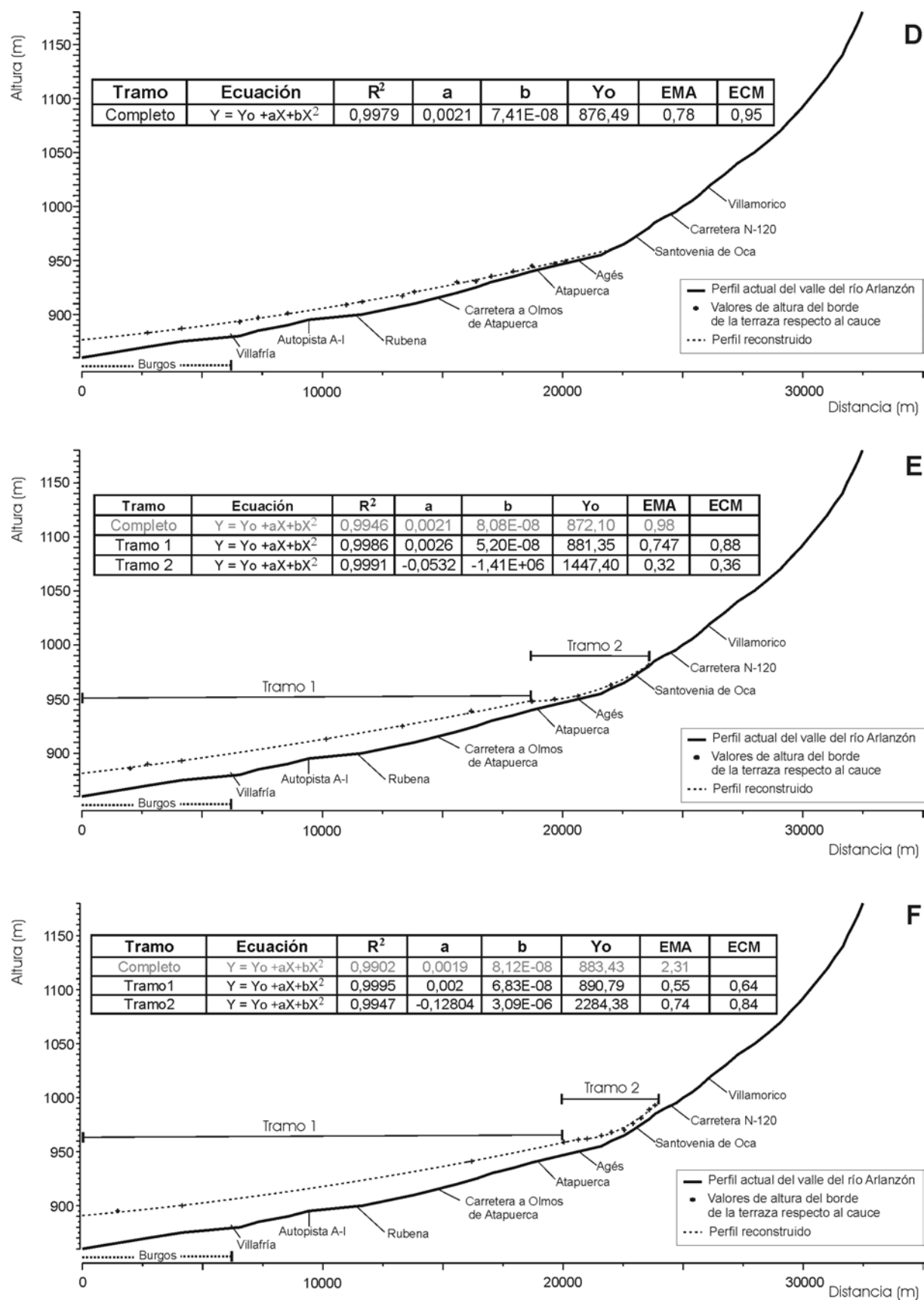


Figura 4.9. Reconstrucción del perfil longitudinal del valle del río Vena para los niveles de terraza T6_v+12-14 m (D), T5_v+18-20 m (E), y T4_v+9-29 m (F).

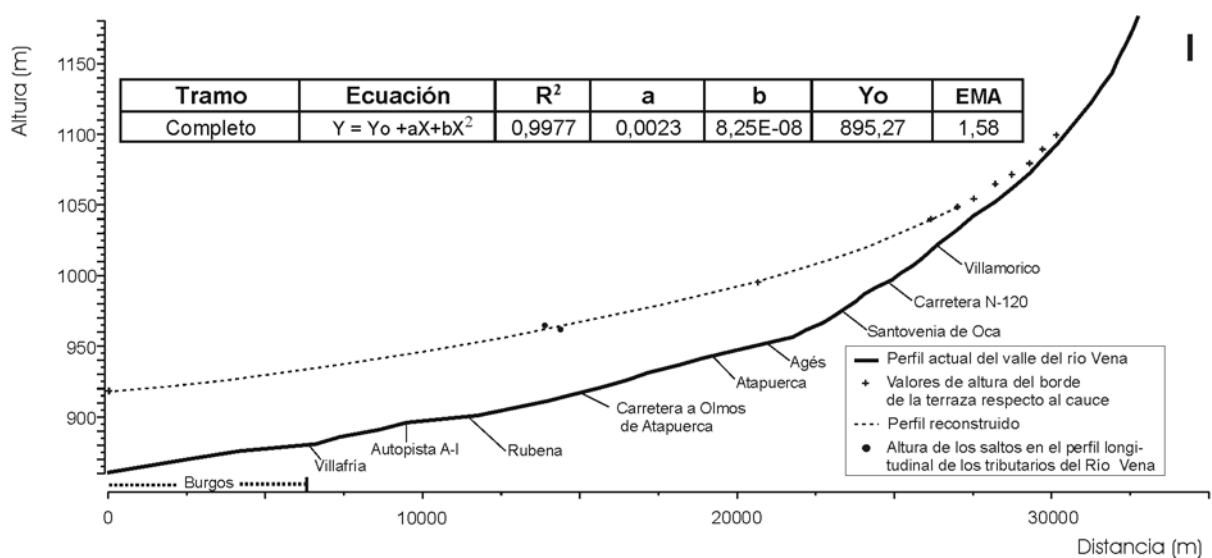
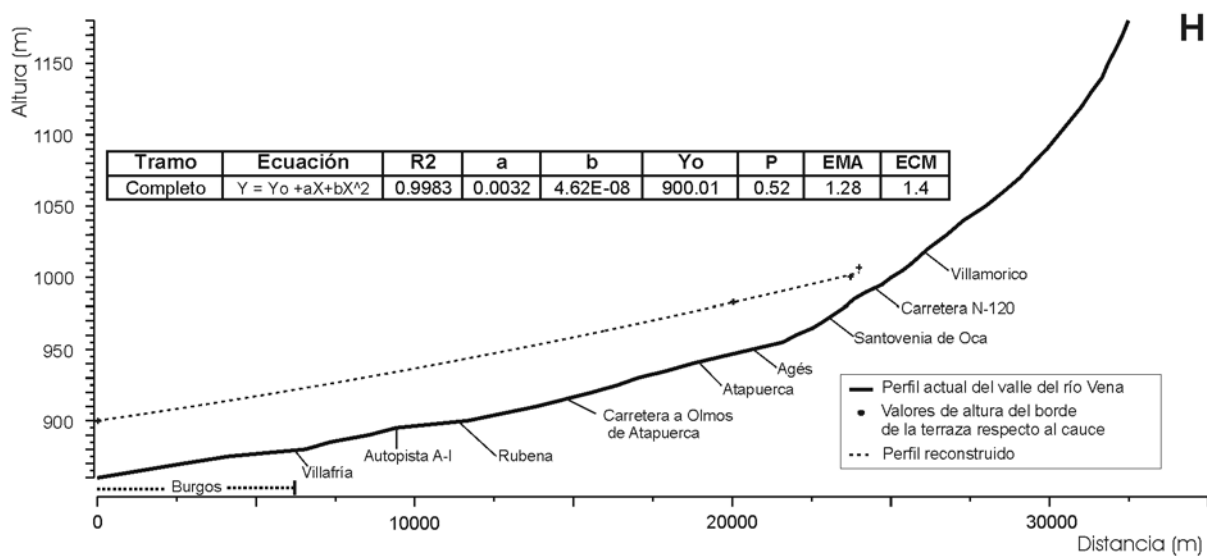
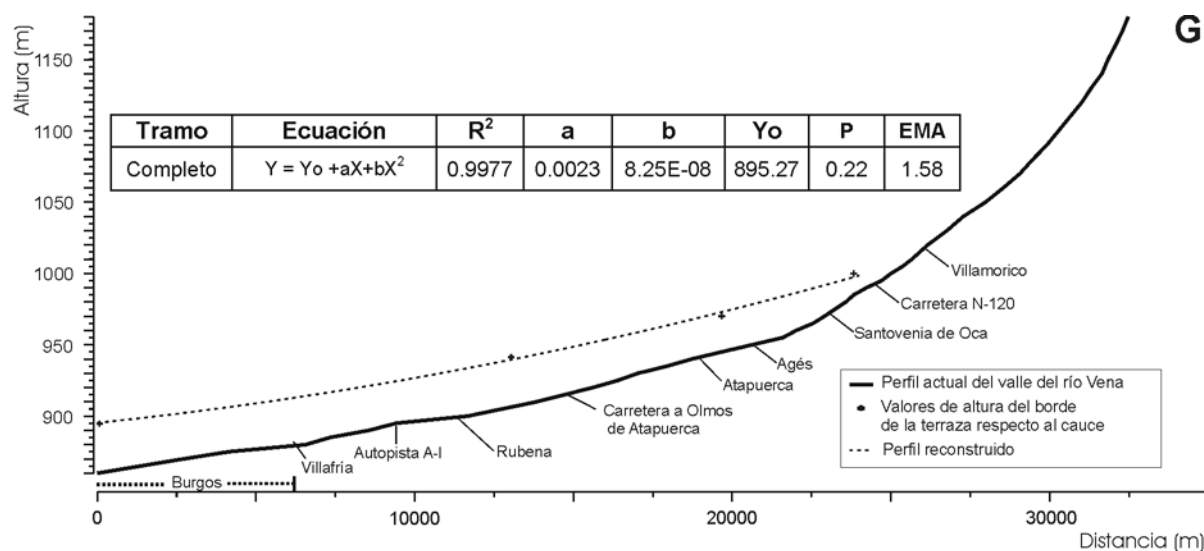


Figura 4.10. Reconstrucción del perfil longitudinal del valle del río Vena para los niveles de terraza T3_v+26-35 m (H), T2_v+8-40 m (I), y T1_v+35-57 m (J).

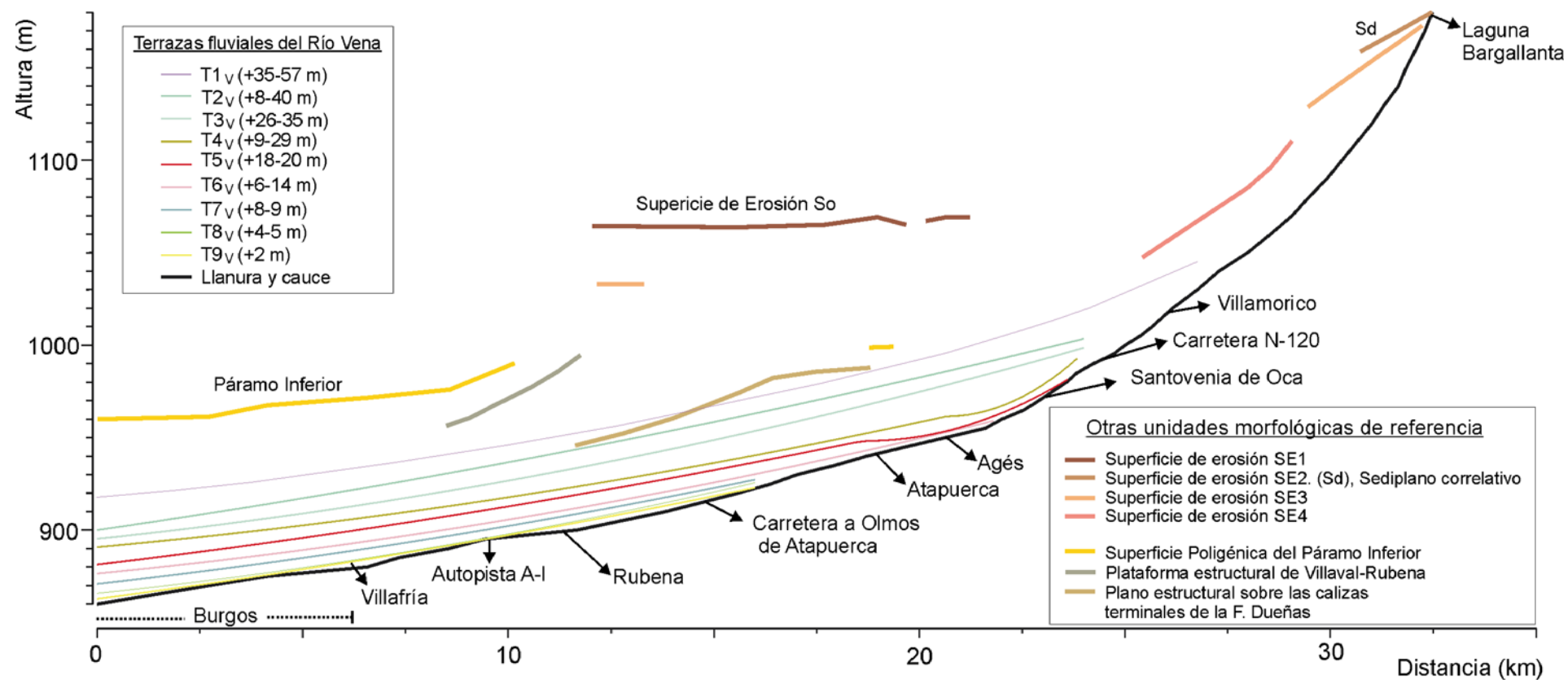


Figura 4.11. Posición de los niveles reconstruidos en el valle del río Vena respecto a otras morfologías de interés.

Las terrazas se encuentran encajadas en las principales unidades morfológicas de referencia (Figura 4.11), representadas por las superficies de erosión de la Sierra de Atapuerca (SE1 y SE3), la Superficie Poligénica del Páramo Inferior y la Plataforma estructural de Villalval-Rubena. Sólo la plataforma estructural desarrollada sobre las calizas terminales de la facies Dueñas se localiza levemente por debajo de la terraza T1_V (+35-57 m) en las proximidades de Rubena (Figura 4.11).

En el río Pico se ha analizado su curso completo, desde su cabecera en el Valle de la Hoyada que secciona la Sierra de Atapuerca (Apéndice IV.1), hasta su desagüe natural, que se realizaba en el río Vena a su paso en Burgos antes de la construcción de la canalización que actualmente lo une con el río Arlanzón aguas arriba de Burgos. Los niveles morfológicos reconstruidos en el valle del río Pico equivalen a las terrazas del Arlanzón que van desde T13_{AZN} (+4-6 m) hasta T9_{AZN} (+19-30 m). Aunque el nivel superior corresponde en su mayoría a un glacis de ladera se lo ha denominado, simplifícadamente, con las siglas T1_P, ya que también hay presentes morfologías de terraza.

Las curvas de regresión que mejores ajustes alcanzan con el perfil longitudinal del curso del río Pico son las curvas exponenciales ($R^2 = 0,98$), mientras que las curvas polinómicas tiene coeficientes de correlación de $R^2 = 0,91$. Al igual que en el caso del río Arlanzón y el río Vena, la utilización de curvas de regresión polinómicas en la reconstrucción de los niveles del río Pico, ha resultado apropiada por su alto grado de correlación, en general con $R^2 > 0,99$, situándose los valores más bajos en $R^2 = 0,9676$ (Figuras 4.12, 4.13 y 4.14). Los errores medios absolutos no superan el metro.

El valle alto del río Pico, también denominado como Valle de la Hoyada, discurre encajado en las superficies de erosión intraterciarias de la Sierra de Atapuerca (SE1 y SE2), dando paso a un tramo medio que está enmarcado en su margen izquierda por las terrazas altas del río Arlanzón y en su margen izquierda por la plataforma estructural de Villalval-Rubena. El tramo final del río Pico discurre por el ancho valle que han labrado en común el río Vena y el río Arlanzón (Figura 15).

En los perfiles longitudinales reconstruidos se pueden reconocer saltos o ligeras variaciones en la tendencia, pero es en el perfil longitudinal actual, donde estas rupturas se hacen más acusadas. Su presencia, parece deberse a la falta de capacidad incisiva del río Pico frente a los sucesivos descensos del nivel de base, ya que al igual que en el caso del valle del río Vena, los niveles longitudinales que se han reconstruido en el valle del Pico también se van acuñando progresivamente y desaparecen cerca de estos escalones. Los saltos o rupturas

empiezan a reconocerse a partir de T1_P (+8-20 m), equivalente a T9_{AZN} (+19-30 m) (Figuras 4.14 y 4.15)

En el caso del río Pico, esta limitada capacidad de incisión a partir de la terraza mencionada podría estar relacionada con una hipotética conexión hidrológica del nivel freático del río Arlanzón con el sistema endokárstico, y de éste con el río Pico. Esta conexión se podría haber producido hasta T9_{AZN} (+19-30 m), cuando la llanura del Arlanzón se situaba a 963 m en la perpendicular del sistema endokárstico, posición que es inferior a los puntos más bajos del sistema endokárstico conocido, localizados a 978-971 m (A.I. Ortega, comunicación personal). La llanura del Arlanzón durante la terraza inmediatamente superior, T8_{AZN} (+26-35 m), estaría a cotas similares a éstas de las cavidades más bajas (974 m). Siguiendo esta hipótesis, la desconexión hidrológica del sistema endokárstico y el nivel freático del río Arlanzón, habría producido una pérdida importante de recursos hídricos para el sistema endokárstico, que en etapas anteriores podría haber estado alimentando al río Pico a través de surgencias, cuya situación podría haber sido semejante, pero más elevada, a la actual surgencia estacional situada en el valle del arroyo de Valhondo. Estas surgencias podrían haber facilitado la formación de áreas lagunares o pantanosas en el valle del río Pico-arroyo de Valhondo que explicarían la morfología abierta que presenta actualmente el valle en dicha posición.

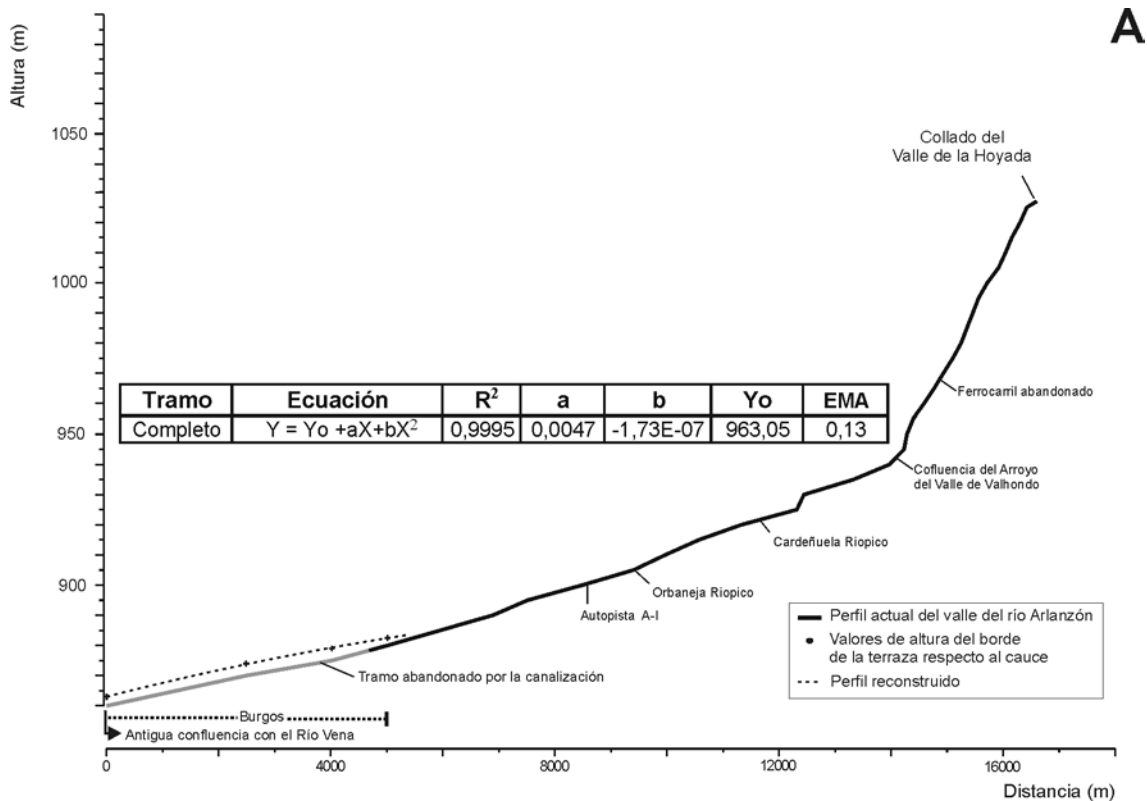


Figura 4.12. Reconstrucción del perfil longitudinal del valle del río Pico para el nivel T5_P +3-5 m (A).

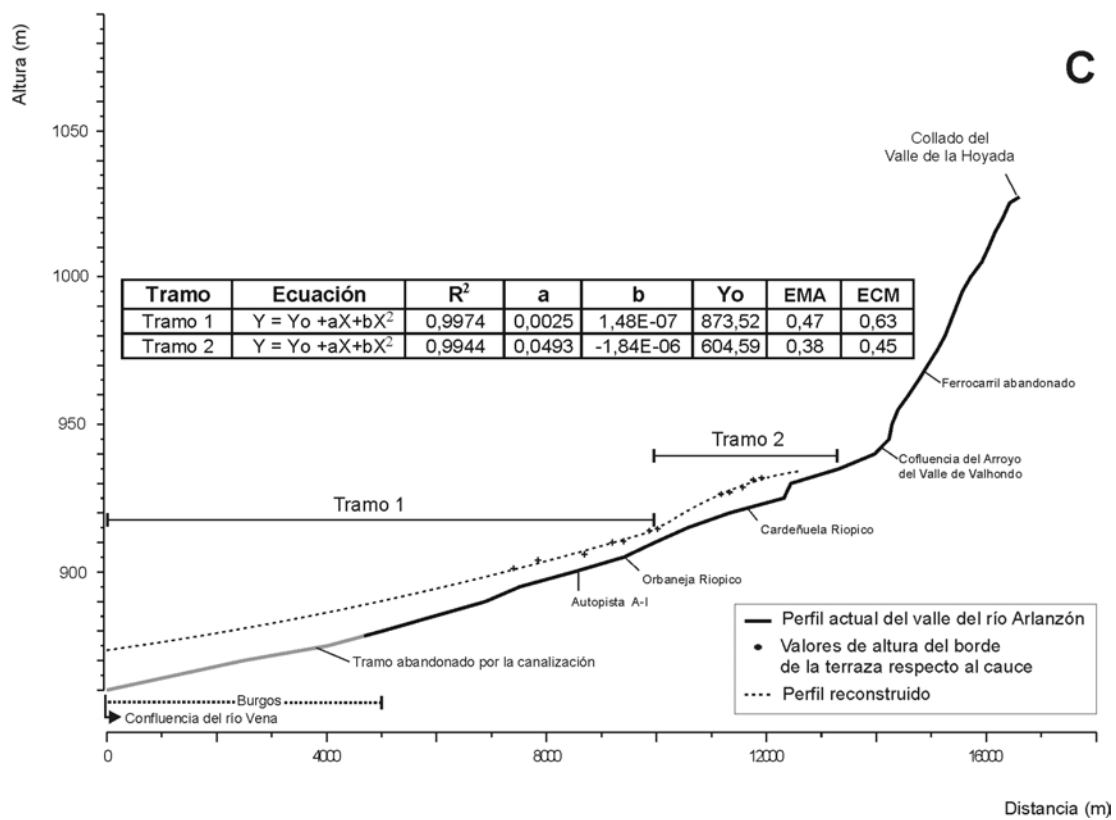
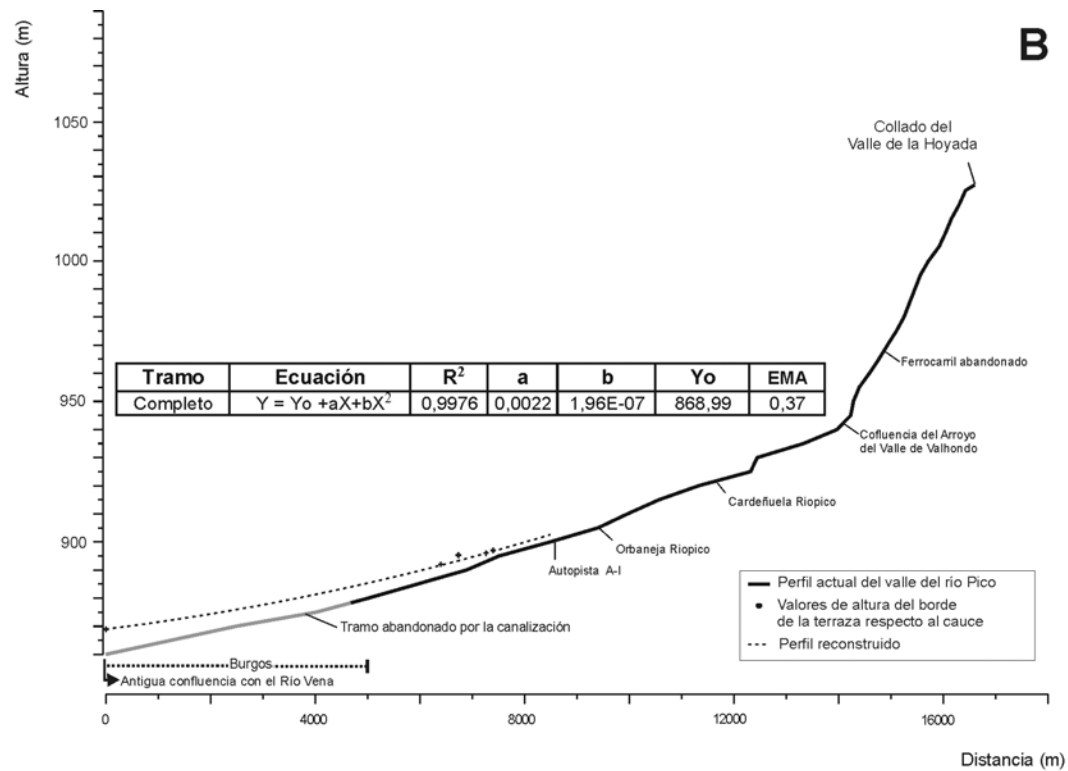


Figura 4.13. Reconstrucción del perfil longitudinal del valle del río Pico para los niveles T4_P +3-9 m (B) y T3_P +2-12 m (B).

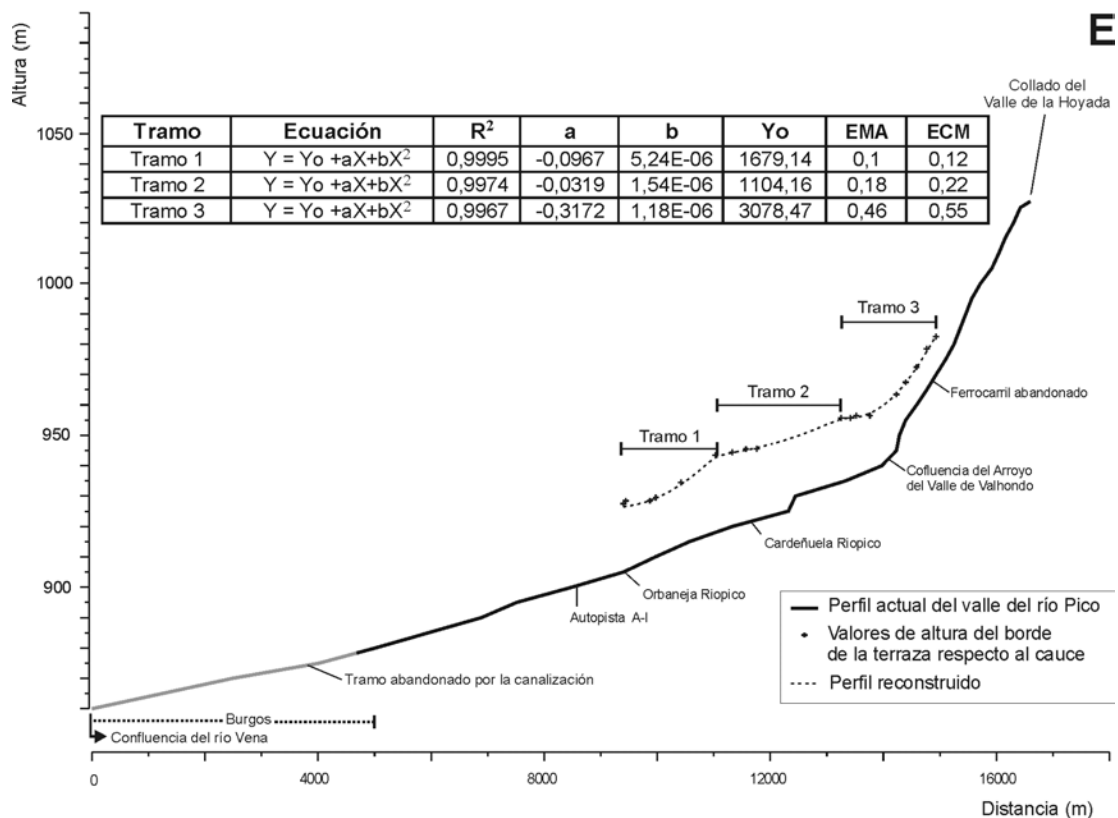
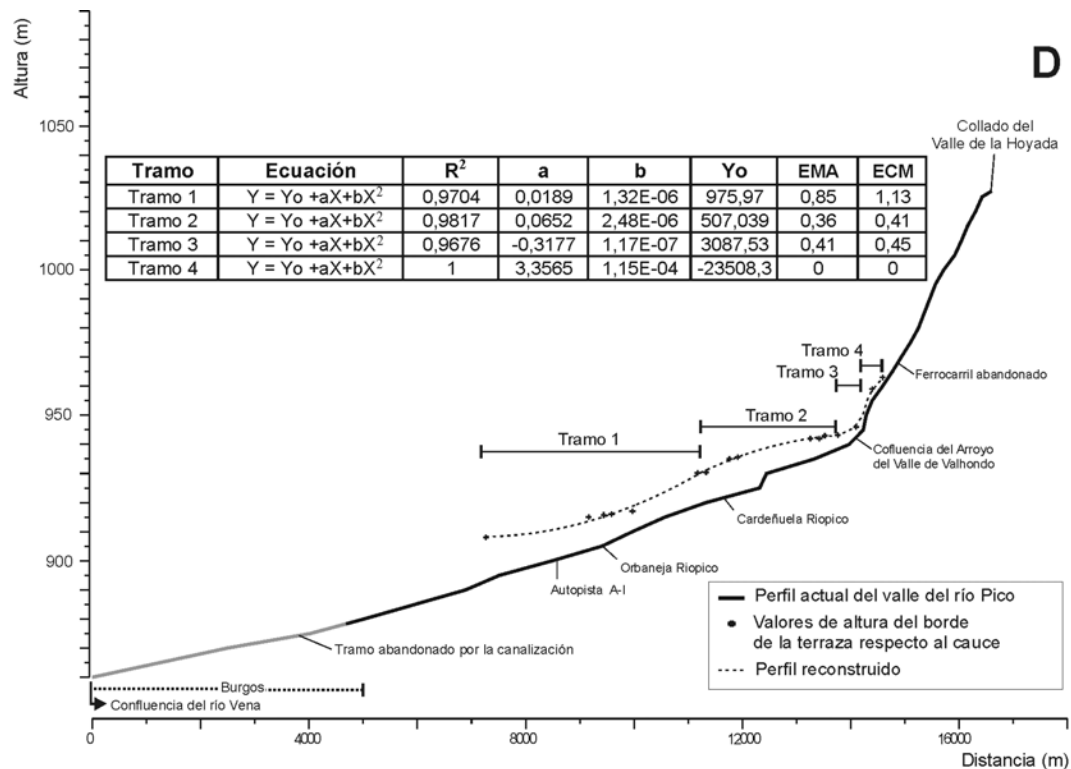


Figura 4.14. Reconstrucción del perfil longitudinal del valle del río Pico para los niveles T2_p +3-14 m (D) y T1_p +8-20 m (E).

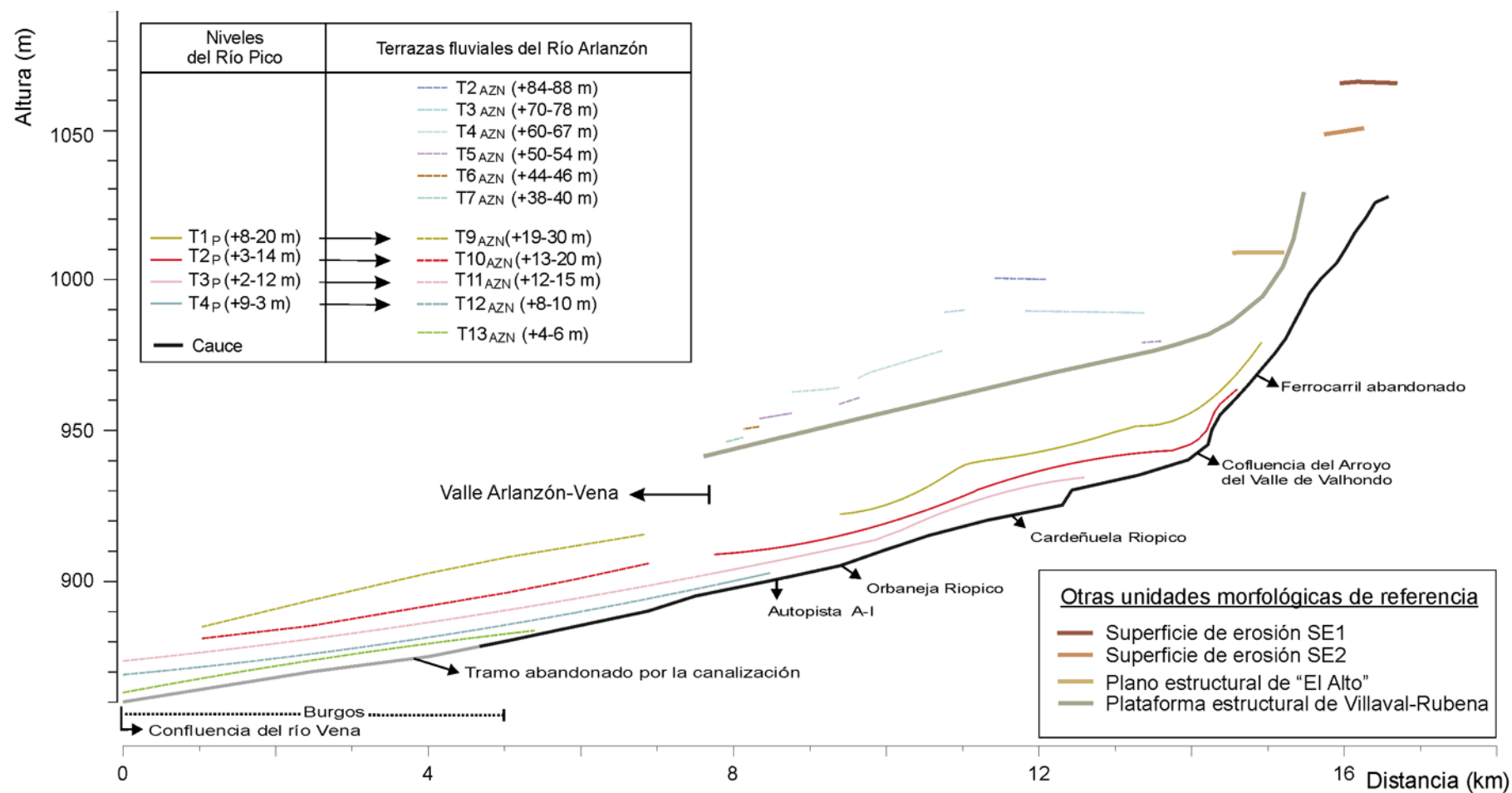


Figura 4.15. Posición de los niveles reconstruidos en el valle del río Pico respecto a otras morfologías de interés.

4.2.1.2. Valles laterales.

En este apartado se han analizado los perfiles longitudinales de los cursos fluviales que ocupan una posición lateral respecto a los ejes principales, Arlanzón y Vena, y han labrado valles que constituyen elementos fundamentales en la percepción actual del paisaje.

Los valles analizados corresponden al río Cueva, al arroyo de Salgüero, al río Hurones, al arroyo Linares y al arroyo Doradillos (Apéndice IV.1). Excepto en el caso del río Cueva y el arroyo de Salgüero, en el resto de estos cursos se han descritos perfiles longitudinales formados por distintos tramos de tendencia cóncava articulados entre sí por saltos o rupturas. Ante la falta de condicionantes estructurales o litológicos (Figuras 4.16, 4.17 y 4.18), los tramos cóncavos se han asociado a los perfiles de antiguos niveles de base conservados por la incapacidad de los ríos y arroyos para reelaborar por completo un nuevo perfil ante la bajada de los niveles de base (Selby, 1985), tal y como se describió para los ríos Pico y Vena.

Los valles del río Cueva y del arroyo de Salgüero se localizan al sur de la zona de estudio, uniéndose con el río Arlanzón en las cercanías de San Millán de Juarros (Apéndices I.1 y IV.1). Ambos valles fluviales conservan en su trazado restos de terrazas con depósitos y de erosión que han sido utilizadas, junto con los niveles reconstruidos del Arlanzón, para reconstruir los perfiles de estos ríos (Figura 4.16).

El nivel actual del valle bajo del río Cueva presenta un perfil con pocos cambios, mientras que en el caso del arroyo de Salgüero el perfil está salpicado de zonas cóncavas y convexas. La ausencia de representación de buena parte de los niveles de terraza o su mala conservación, no ha permitido la reconstrucción de los perfiles longitudinales de todos los niveles. En este tramo del valle bajo del río Cueva, han podido ser reconstruidos los perfiles equivalentes a las terrazas del Arlanzón T14_{AZN}, T12_{AZN}, T9_{AZN}, T8_{AZN} y T3_{AZN} (Figura 4.16A). Las curvas de regresión tienen una correlación con $R^2 > 0,99$, y se adaptan respecto a los datos de partida con unos errores medios absolutos por debajo de 1 m.

En el valle del arroyo de Salgüero los niveles analizados corresponden a los perfiles equiparables a los niveles T14_{AZN}, T11_{AZN}, T9_{AZN} y T7_{AZN}, cuando el valle ya estaría netamente diferenciado, mientras que para el nivel T3_{AZN} (+70-76 m), esta zona del valle correspondería a la llanura aluvial del Arlanzón. Los coeficientes de correlación alcanzan su valor más bajo en la curva de regresión del nivel T14_{AZN}, con un $R^2 = 0,8851$, situándose las otras tres curvas con $R^2 > 0,99$ (Figura 4.16B). Los errores medios absolutos se sitúan entre 1,5 y 2 m en el caso de los tres niveles superiores (T11_{AZN}, T9_{AZN} y T7_{AZN}), y en 0,97 m para el nivel T14_{AZN}.

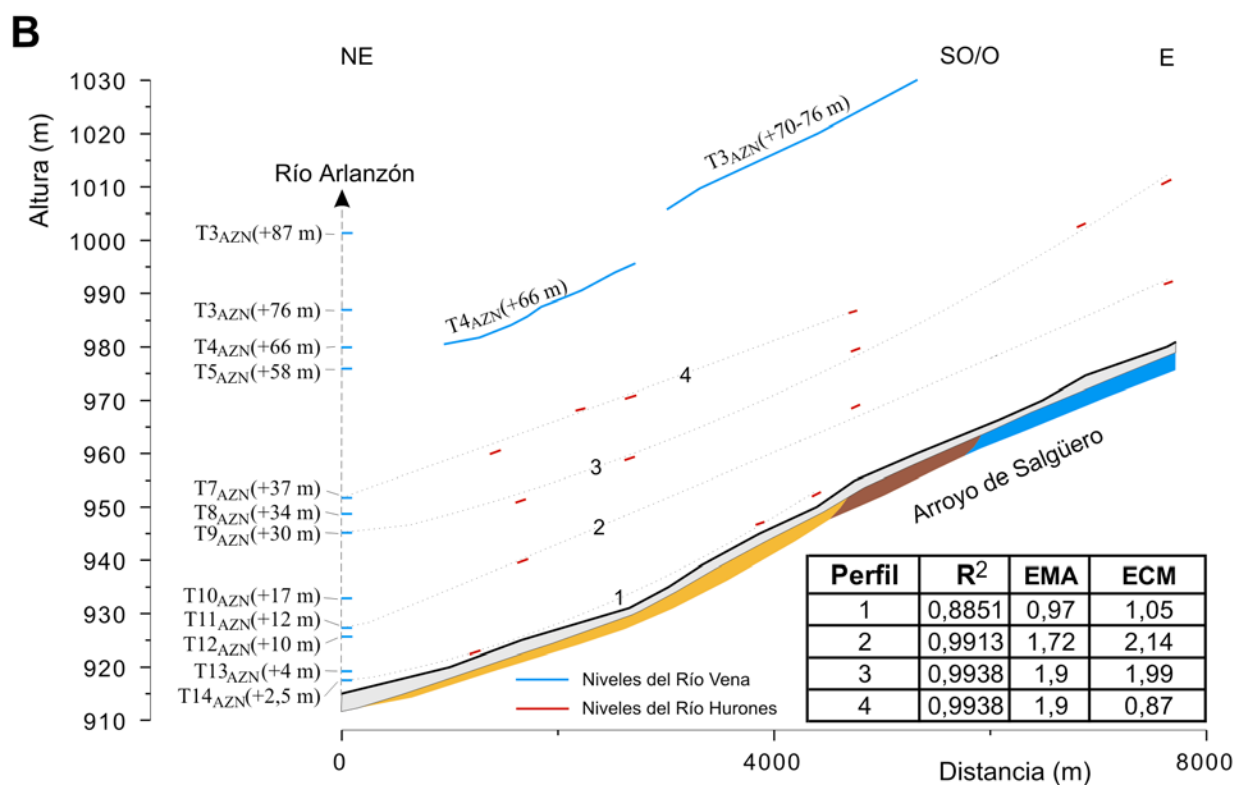
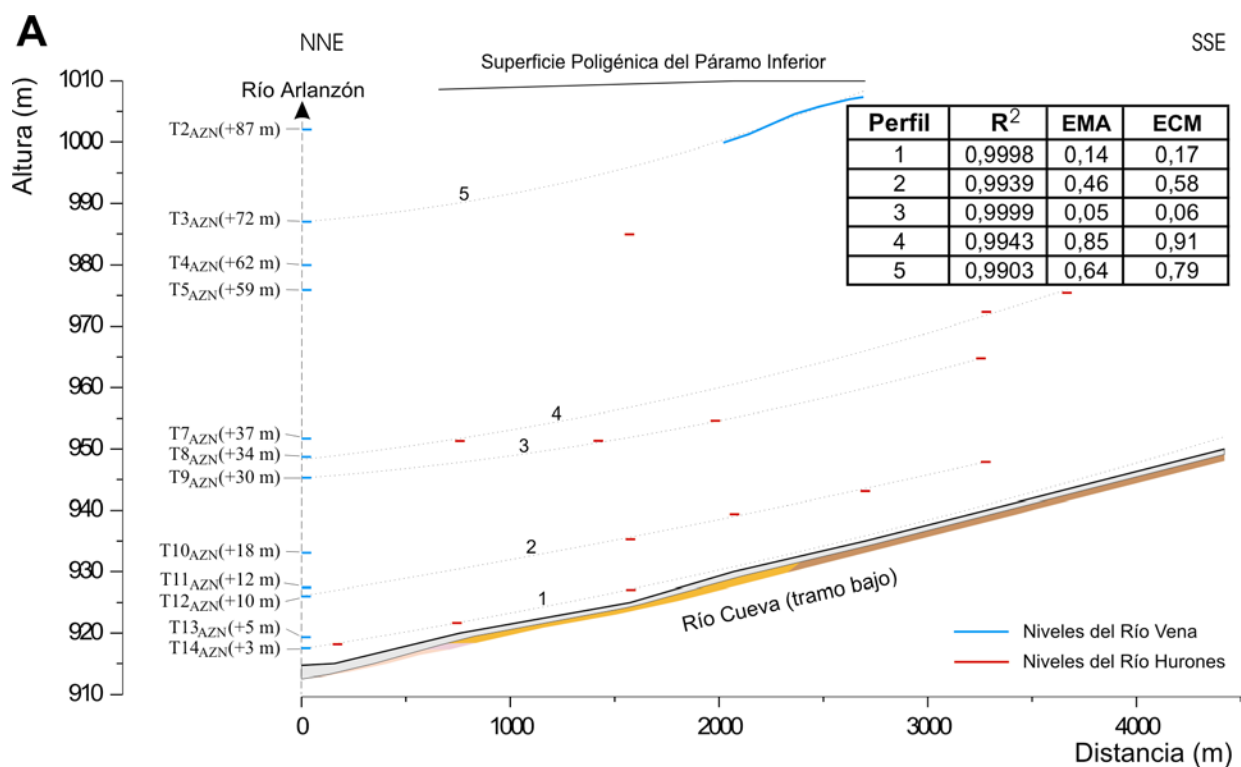


Figura 4.16. Reconstrucción de los perfiles longitudinales de los valles del río Cueva (A) y el arroyo de Salgüero (B), en función de las terrazas conservadas y los niveles reconstruidos del río Arlanzón. Para consultar las litologías del sustrato, ver el Apéndice II.

El valle del río Hurones se localiza en el ángulo noroccidental de la zona, delimitado por las plataformas de la Superficie Poligénica del Páramo Inferior (Apéndices I.1 y IV.1). Este río, que en su cabecera fluye sobre la plataforma de las calizas terminales de la facies Dueñas, se une al río Vena entre Villímar y Burgos. Antes de esta confluencia, el valle del río Hurones presenta escalones labrados sobre las facies Dueñas, que han sido interpretados como terrazas de erosión, actualmente muy degradadas (Apéndice I.1). Apoyado en la topografía de estas terrazas de erosión, en los niveles del río Vena y en los escalones que presenta el perfil longitudinal del fondo actual del valle del río Hurones, se han podido reconstruir los perfiles longitudinales de este valle que equivalen a los niveles T3_V, T4_V, T5_V, T6_V, T7_V y T8_V del río Vena (Figura 4.17). Los niveles que equivaldrían a las terrazas T1_V (+52 m) y T2_V (+39 m) del río Vena no han podido ser reconstruidos ante la falta de datos. El nivel del río Hurones equivalente a la terraza T2_V (+39 m), quizás haya estado relacionado con la plataforma estructural de las calizas de techo de la facies Dueñas, aunque la tendencia que presenta esta plataforma no ha permitido una determinación clara en este sentido (Figura 4.17).

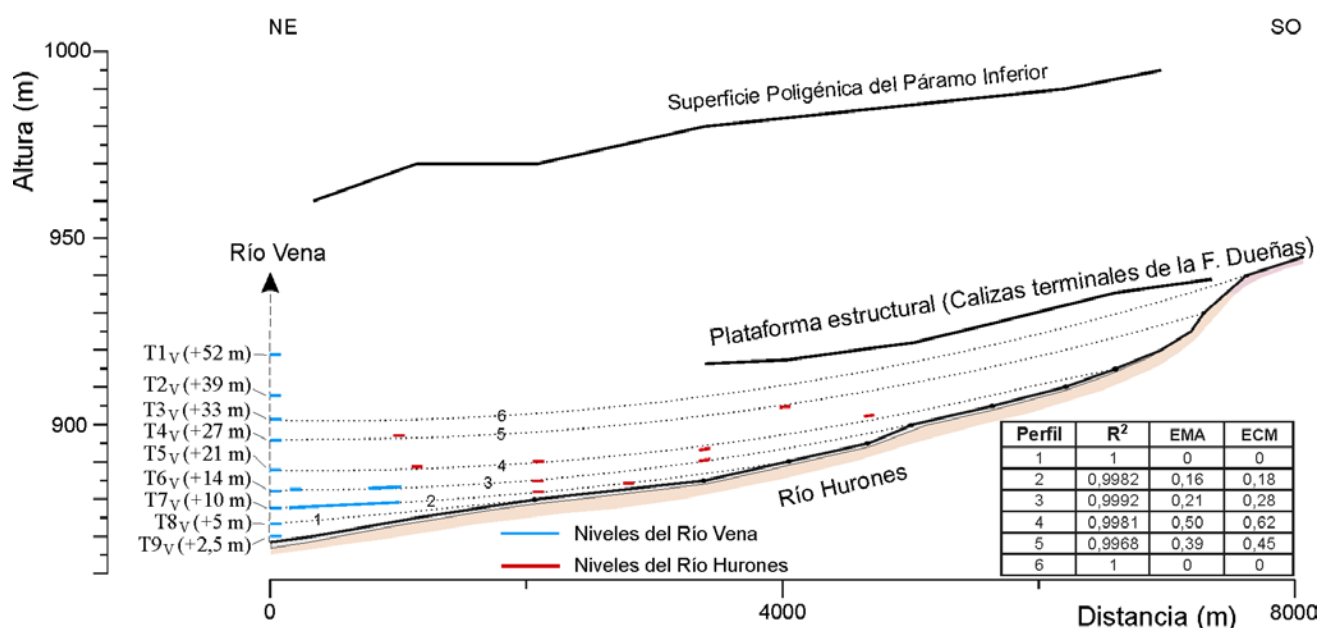


Figura 4.17. Reconstrucción del perfil longitudinal del valle del río Hurones en función de los niveles conservados y los perfiles reconstruidos del río Vena. Para consultar las litologías del sustrato, ver el Apéndice II.

La escasez de datos en la reconstrucción de los perfiles ha provocado que en algunos casos el perfil entero esté basado exclusivamente en tres datos topográficos (T8_V y T3_V), que implica una correlación perfecta ($R^2 = 1$ y EMA = 0), mientras que el resto de los perfiles se han realizado a partir de un número mayor de datos (Figura 4.17), que arrojan coeficientes de correlación de $R^2 > 0,99$ y EMA entre 0,16 y 0,5 m.

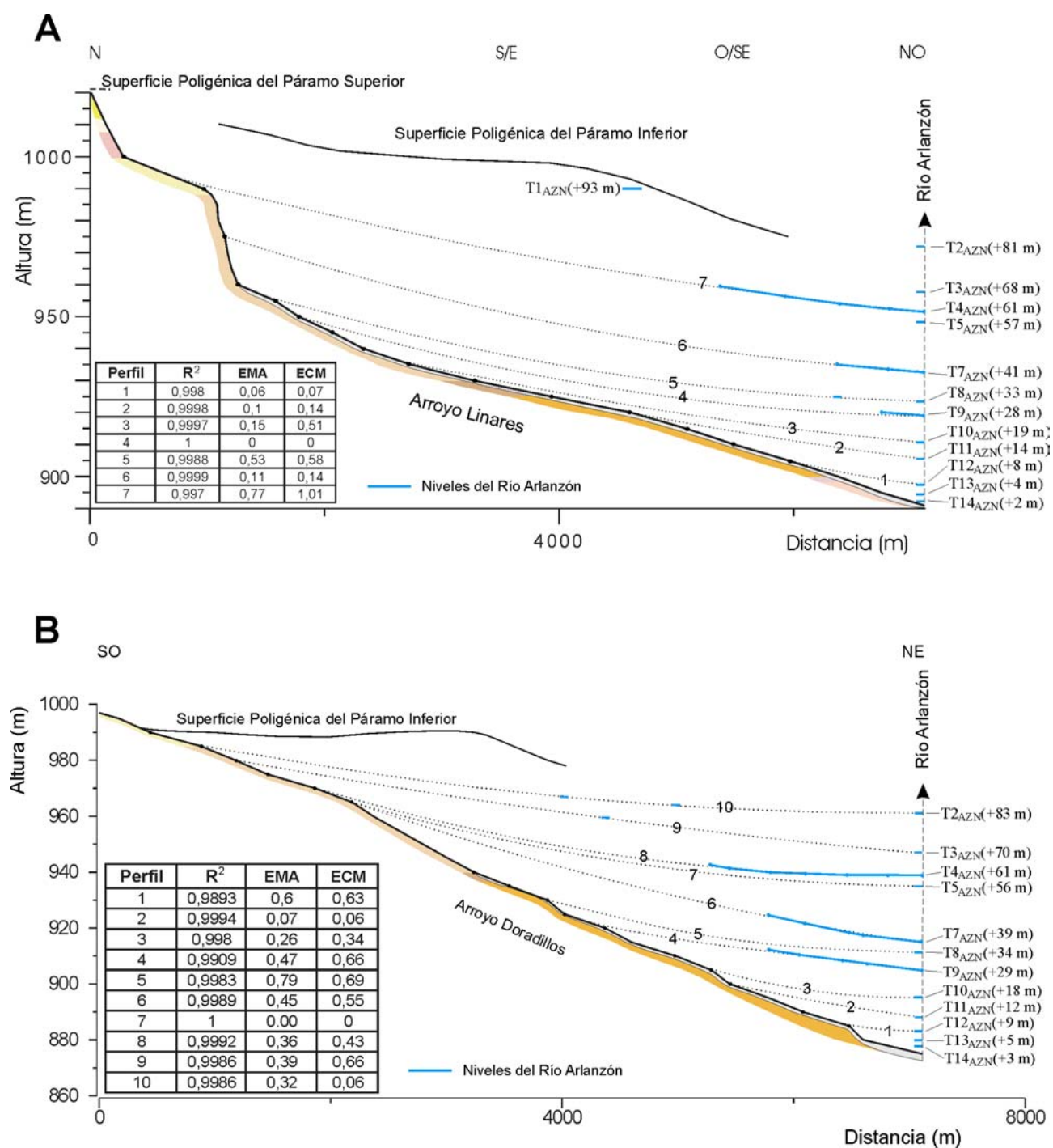


Figura 4.18. Reconstrucción de los perfiles longitudinales de los valles del arroyo Linares (A) y el arroyo Doradillos (B), en función de los niveles conservados y los perfiles reconstruidos del río Arlanzón. Para consultar las litologías del sustrato, ver el Apéndice II.

El arroyo Doradillos y el arroyo Linares se localizan al sur de la zona de estudio, donde han excavado valles que actualmente seccionan la Superficie Poligénica del Páramo Inferior antes de conectar con el valle del río Arlanzón (Apéndices I.1 y IV.1). Aunque estos arroyos no presentan terrazas propias, la buena conservación de algunas de las terrazas del río Arlanzón ha permitido definir la tendencia del perfil de estos arroyos, que continuados aguas arriba, ha sido correlacionados con algunos de los tramos cóncavos que presentan los perfiles longitudinales actuales de estos valles (Figura 4.18). La definición inicial de estos perfiles en ambos arroyos (T9_{AZN}, T7_{AZN}, T4_{AZN}) ha facilitado que posteriormente haya sido más sencilla la correlación entre los niveles reconstruidos en el río Arlanzón y el resto de tramos cóncavos que conservan ambos perfiles longitudinales. La articulación del perfil en distintos tramos cóncavos separados por saltos o rupturas es especialmente compleja en el perfil actual del arroyo Doradillos (Figura 4.18B).

Los coeficientes de correlación de las curvas de regresión son superiores a 0,9893 y, exceptuando el par de casos en que la escasez de datos produce una correlación perfecta, el resto se sitúan por debajo de 0,9999 (Figura 4.18). Los errores medios absolutos son inferiores a 1 m.

4.2.1.3. Valles de la Sierra de Atapuerca.

En la Sierra de Atapuerca también se ha realizado un análisis detallado de los perfiles longitudinales de los arroyos que drenan la Sierra, desde su cabecera, localizada en la superficie de erosión SE1, hasta su salida a los materiales terciarios donde confluyen en los cursos fluviales mayores. El análisis del perfil longitudinal de estos arroyos, tal como se viene describiendo, ha permitido definir rupturas en el perfil actual que en casos puntuales coinciden con cambios litológicos (Figuras 4.22A y B, 4.23A). Sin embargo, esta no es la tónica común, caracterizada por saltos o rupturas que carecen de justificación litológica o estructural (Figuras 4.21, 4.22, 4.23 y 4.24). A su vez, las escasas rupturas que coinciden con variaciones en el sustrato se pueden correlacionar perfectamente, en función de su altura relativa, con rupturas en perfiles donde no presentan tal condicionante litológico. Esta situación induce a pensar que, tal como se describió en los valles de los ríos Vena, Pico, Hurones y de los arroyos Linares y Doradillos, los tramos cóncavos que separan estas rupturas son reminiscencia de los antiguos perfiles longitudinales de estos pequeños valles, que se han conservado a causa de la incapacidad de los arroyos para reexcavar su perfil por completo ante los descensos del nivel de base. La mayoría de estas rupturas en los perfiles longitudinales han sido correlacionadas con los niveles de base reconstruidos y/o conservados de los ríos Arlanzón, Vena y Pico, sin embargo, en el perfil de algunos de estos arroyos, también han sido descritos escalones en el perfil que se localizan por encima de los niveles de terraza más antiguos y coinciden en cota con el desarrollo local y regional de las superficies

poligénicas terciarias. Esta circunstancia indica el bajo grado de evolución sufrido por los pequeños valles de la Sierra de Atapuerca, que conservan formas desde épocas pre-cuaternarias.

La conexión entre los niveles fluviales de estos ríos y los tramos cóncavos conservados en los perfiles longitudinales de los arroyos se ha establecido prolongando el nivel fluvial, a partir de los niveles fluviales conservados y/o reconstruidos del río Vena, hasta enfrentarlos con el perfil longitudinal de los arroyos. Puesto que estos arroyos son transversales a los ríos y por tanto sus perfiles longitudinales son perpendiculares al eje longitudinal de los valles colectores (Arlanzón, Vena y Pico), la prolongación de los niveles fluviales se ha realizado a altura constante, con excepción de aquellos casos donde la presencia de formas inclinadas (abanicos aluviales, glaciares, etc) marcaba una tendencia distinta.

Esta técnica de articulación entre los tramos de los perfiles longitudinales y los niveles fluviales del río Vena implica unas llanuras aluviales cada vez más extensas según aumenta su antigüedad, tal como se puede inferir de la distribución actual de las terrazas fluviales y de la tendencia que marcan los tramos cóncavos conservados en los perfiles longitudinales de los arroyos, que muestran una pérdida de pendiente según se aproximan a la ruptura, atestiguando la proximidad del nivel de base fluvial.

En la mayoría de estos perfiles no se ha hecho la reconstrucción de los nexos de articulación entre ambas formas, tramos del perfil y niveles fluviales, sino que se ha extraído la información topográfica de los puntos de ruptura de estos tramos cóncavos, para incluirla en la interpolación final que articulará los distintos planos fluviales con los niveles de los arroyos de la Sierra de Atapuerca (Apartado 4.2.2.2). Sólo en el caso de los valles más próximos a los yacimientos de la Sierra de Atapuerca, se han localizado depósitos cuyo techo ha sido utilizado en la reconstrucción de los perfiles longitudinales. Estos valles son el Valle de Cueva Mayor, que drena las laderas próximas a Cueva Mayor, y el arroyo situado entre los yacimientos de Elefante y de Galería-Dolina, que ante la falta de otro topónimo, en este trabajo se lo ha denominado Valle de Elefante, debido a su proximidad con este yacimiento.

Estos análisis han resultado fundamentales a la hora de conocer la respuesta de estos arroyos de cabecera frente a la incisión de los ríos principales y ha suministrado los datos topográficos necesarios para reflejar la evolución de estos pequeños valles en las reconstrucciones.

El análisis de los perfiles longitudinales de la red de drenaje de la Sierra de Atapuerca se ha dividido según la cuenca de drenaje a la que pertenecen.

Cuenca de drenaje del río Arlanzón.

El arroyo más significativo de la Sierra de Atapuerca que actualmente drena al río Arlanzón es el arroyo del Valle de Cueva Mayor. Este valle está situado en el flanco oeste del extremo meridional de la Sierra, al sur de la entrada de Cueva Mayor. La cabecera del valle se emplaza en el altiplano de San Vicente (superficie de erosión SE1), y desciende hacia el río Arlanzón drenando primero las calizas y dolomías del Turoniense-Santoniense inferior, y posteriormente los materiales terciarios de la Cuenca del Duero, donde conecta con el valle del Arlanzón. En el valle del río Arlanzón este arroyo incide levemente las terrazas más antiguas que atraviesa, T8_{AZN} (+36 m) y T9_{AZN} (+30 m), y discurre sobre terrazas más recientes, T10_{AZN} (+19 m), T11_{AZN} (+11-12 m) y T14_{AZN} (+3 m), sin causar incisión excepto pequeños entrantes excavados en los escarpes de las terrazas (Apéndice I.1).

En este valle se han diferenciado dos niveles de depósitos. El nivel superior está formado por facies de conos aluviales representadas por conglomerados de clastos subredondeados-subangulosos de calizas y dolomías, muy cementados (Figura 4.19), que se distribuyen aguas arriba en el flanco sur del valle, donde alcanzan una potencia vista de 4,5 m, y aguas abajo en el flanco norte del valle, en la apertura del valle a la cuenca neógena (Figura 4.20, Apéndice I.1). En esta última localización, por debajo de estos depósitos se observan sedimentos formados por arenas y clastos subangulosos de composición carbonatada que forman cuerpos canalizados caracterizados por unas cicatrices erosivas muy verticalizadas (Figura 4.19). Estos sedimentos forman un pequeño plano, que se encaja 3-4 m en el nivel superior y se eleva 10 m respecto al fondo del valle. Aunque el coluvionamiento de las secciones donde se observan estos sedimentos no ha permitido definir con mayor precisión su relación con los conglomerados cementados, la posición morfológica de estos sedimentos parece indicar que se trata de un segundo nivel encajado en el nivel superior.

Para analizar la correlación de ambos niveles con las terrazas del río Arlanzón, se ha proyectado la posición topográfica del techo de ambos niveles de sedimentos en el perfil longitudinal del arroyo del Valle de Cueva Mayor (Figura 4.20). La topografía del perfil longitudinal y la posición de estos elementos morfológicos se ha realizado con estación total partiendo de la red de estaciones GPS establecida por Cuadras y Pérez (2002). Puesto que en esta zona los niveles de terraza más antiguos que se conservan (T8_{AZN}), ocupan una posición más moderna que estos dos niveles de depósitos del Valle de Cueva Mayor (Figura 4.20), se ha recurrido a los niveles de los perfiles longitudinales reconstruidos para las terrazas más antiguas del Arlanzón.

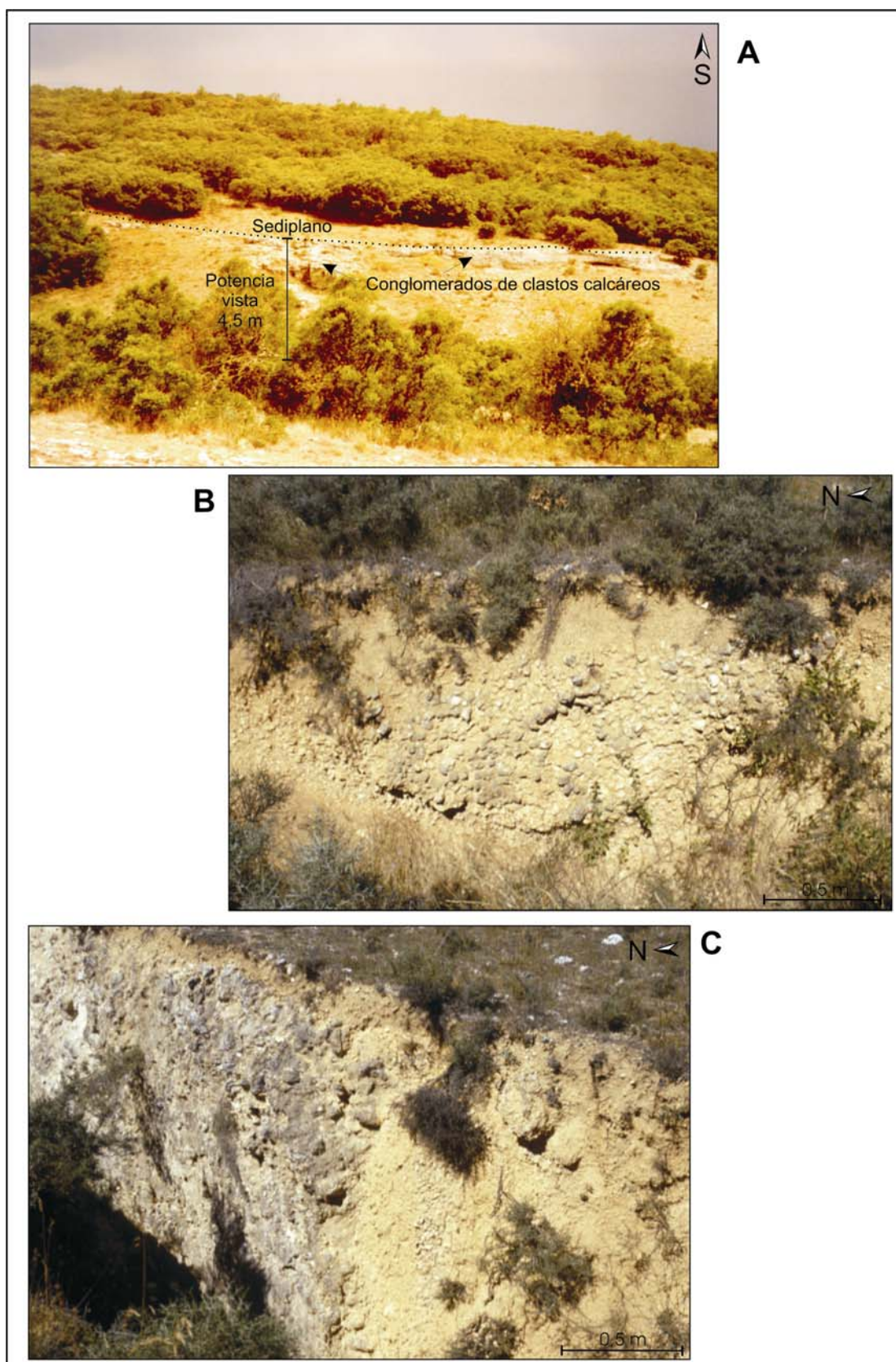


Figura 4.19. Sedimentos cuaternarios del Valle de Cueva Mayor. A) Depósitos de conglomerados de clastos carbonatados. B) y C) Depósitos de cuerpos canalizados de arenas y gravas calcáreas con cicatrices erosivas verticalizadas.

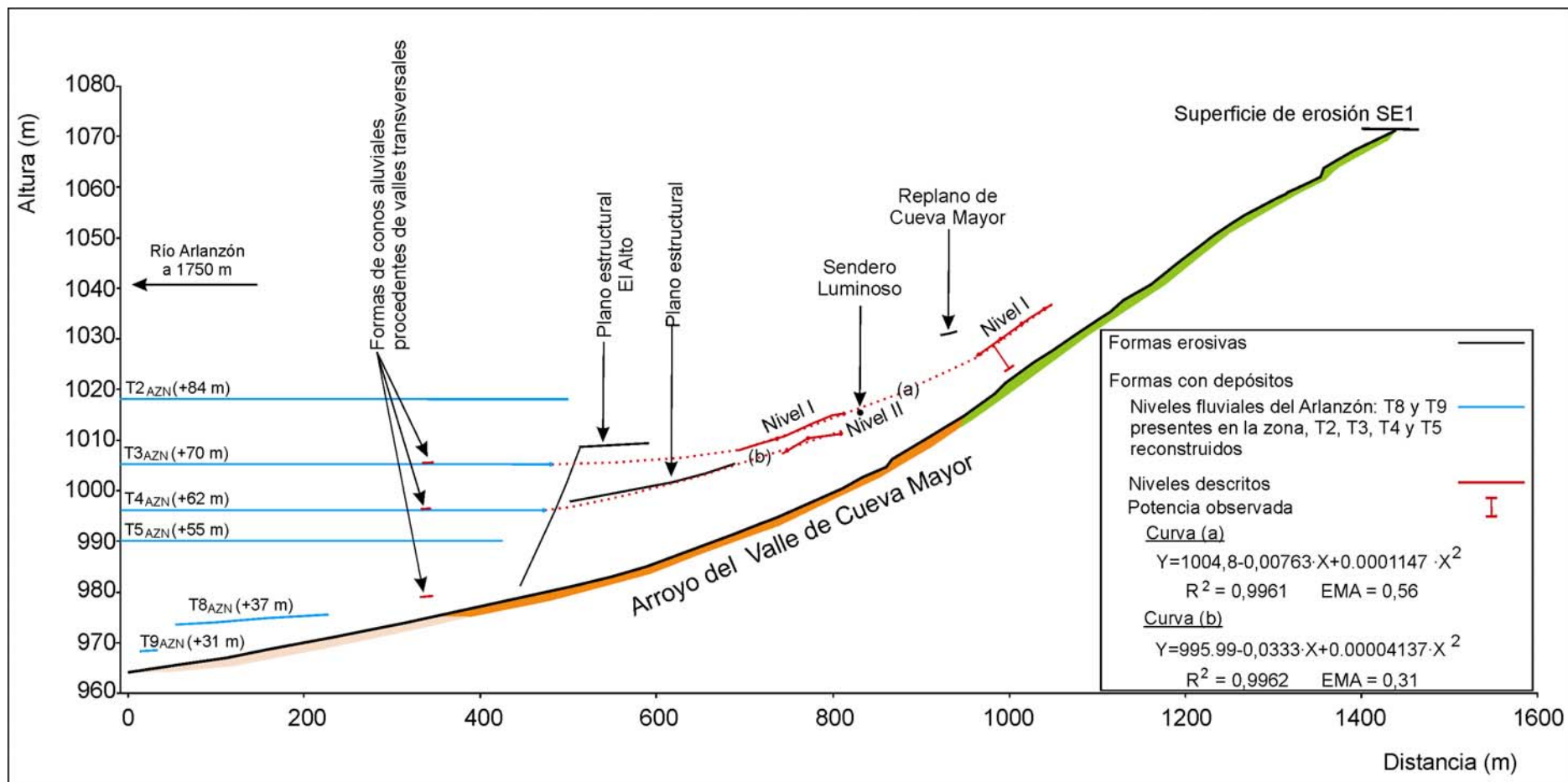


Figura 4.20. Perfil longitudinal del Valle de Cueva Mayor y relaciones geométricas de sus depósitos con los niveles del río Arlanzón. Para consultar las litologías, ver el Apéndice II.

La altura que presentan estas terrazas en los perfiles longitudinales reconstruidos ha sido prolongada manteniendo la altura constante a lo largo del trazado perpendicular al eje longitudinal del valle del río Arlanzón, hasta enfrentarlo con la salida del Valle de Cueva Mayor.

En este análisis se puede observar como la tendencia de los planos que forman los depósitos de conglomerados cementados, tiene su enlace más lógico con la terraza T3_{AZN}, situándose muy por debajo de la terraza T2_{AZN} y en una posición superior a la terraza T4_{AZN}. Este hecho se ve confirmado por la prolongación estadística de la tendencia de estos planos, que muestra como la curva de regresión de segundo grado se adapta a los datos con un coeficiente de correlación elevado y errores bajos (Figura 4.20).

Este mismo análisis se ha aplicado para establecer el enlace del nivel inferior, formado por los cuerpos canalizados de arenas y gravas calizas, con las terrazas del Arlanzón. En este caso la prolongación estadística conecta con la terraza T4_{AZN}, y además coincide de forma muy precisa con la topografía del plano estructural formado sobre las calizas del Astaraciense (Figura 4.20).

La altura que presentan estas dos terrazas, T3_{AZN} y T4_{AZN}, también enlaza con elevada exactitud con otros pequeños niveles morfológicos conservados a la salida de otros valles de la Sierra de Atapuerca, que son tributarios del Valle de Cueva Mayor (Figura 4.20). Estos niveles están formados por restos de antiguos conos de deyección, que actualmente carecen de depósitos significativos excepto clastos dispersos de composición carbonatada y forma subangulosa.

Por tanto, este análisis geométrico asocia los depósitos superiores de conglomerados cementados con la terraza T3_{AZN} (+70-78 m) del Arlanzón y los depósitos canalizados del nivel inferior con la terraza T4_{AZN} (+60-67 m), mientras que el desarrollo de la terraza T2_{AZN} (+84-88 m), queda muy por encima de estos niveles y del plano estructural de “El Alto”. Si además tenemos en cuenta que el nivel de base de los ríos y arroyos que descienden de la Sierra es el mismo, marcado por la proximidad de las antiguas llanuras aluviales del río Arlanzón, se puede pensar que la situación en el resto de los pequeños valles sería muy parecida, con conos aluviales que conectarían la Sierra con los depósitos fluviales, definiendo una topografía muy similar y constante a lo largo de esta falda de la Sierra.

Cuenca de drenaje del río Vena.

Los arroyos de la Sierra de Atapuerca que drenan al valle del río Vena se localizan a lo largo del flanco este y extremo norte de la Sierra de Atapuerca, con un flujo general SO-NE ó N-S, con excepción del valle del arroyo de Novillas, que nace en el flanco oeste, cerca del extremo norte y drena hacia el SO hasta unirse con el río Vena aguas arriba de Villafría. A parte de este arroyo, el análisis del perfil longitudinal se la realizado en los valles de los arroyos del Carcaje, de la Mina, del Entremesado, de la Represa, de los Aulagares y del Fuenterrón (Apéndice IV.1, Figura 4.21 y 4.22).

El análisis del perfil longitudinal de estos arroyos ha permitido diferenciar saltos en el perfil y relacionarlos con los antiguos niveles de base definidos por los niveles fluviales del río Vena. Sin embargo, también se han reconocido saltos en los perfiles que indican la presencia de niveles de base de posición más elevada que los términos más altos de la secuencia de terrazas que actualmente conserva el valle del Vena. Estos nuevos niveles de base se podrían dividir en dos grupos:

1. Niveles de base correspondientes a niveles fluviales cuaternarios. Se han reconocido rupturas de tramos cóncavos cuya altura relativa respecto al cauce del río Vena tiene alturas relativas similares a las terrazas fluviales T2_{AZN} (+84-88 m), T3_{AZN} (+70-78 m) y T4_{AZN} (+60-67 m) del río Arlanzón (Figura 4.21 y 4.22), lo que implica que, aunque actualmente estos niveles de terraza no se conservan en el valle del río Vena, si que debieron existir en el pasado.
2. Niveles de base correspondientes a superficies poligénicas terciarias (Figura 4.21 y 4.22). Se localizan por encima de las anteriores. La altura absoluta de los puntos de ruptura coincide con la posición de desarrollo de la Superficie Poligénica del Páramo Inferior, con alturas que rondan los 1010-1025 m, y la superficie de erosión SE3, con cotas de 1034-1040 m, que como ya se ha mencionado, coincide significativamente con la cota de la Superficie Poligénica del Páramo Superior (1030 m).

En el caso del arroyo del Carcaje, cuyo tramo superior circulan por un valle semicerrado de control litoestructural (Capítulo VVV), la distribución de las rupturas de los tramos cóncavos sugiere que este valle habría podido tener un funcionamiento de tipo *polje* en el espacio temporal delimitado entre la creación del arrasamiento SE3 y la elaboración de la Superficie Poligénica del Páramo Inferior, estando ya supuestamente abierto en el episodio fluvial correspondiente a la terraza T2_{AZN} (+84-88 m).

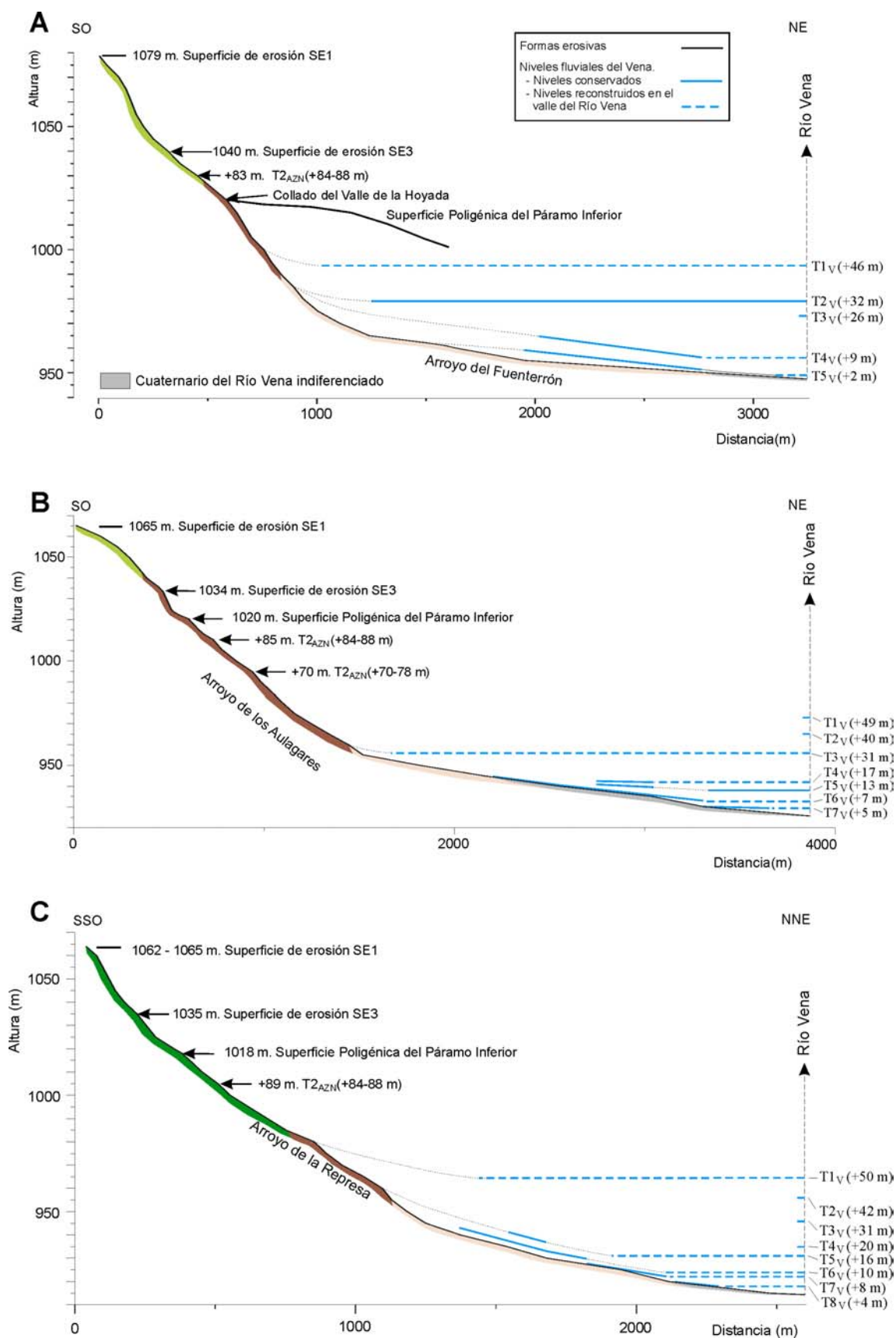


Figura 4.21. Perfiles longitudinales de los valles del arroyo del Fuenterrón (A), del arroyo de los Aulagares (B) y del arroyo de la Represa (C) y correlación de los saltos en los perfiles con los niveles del valle del río Vena y otras morfologías regionales. Para consultar las litologías ver el Apéndice II.

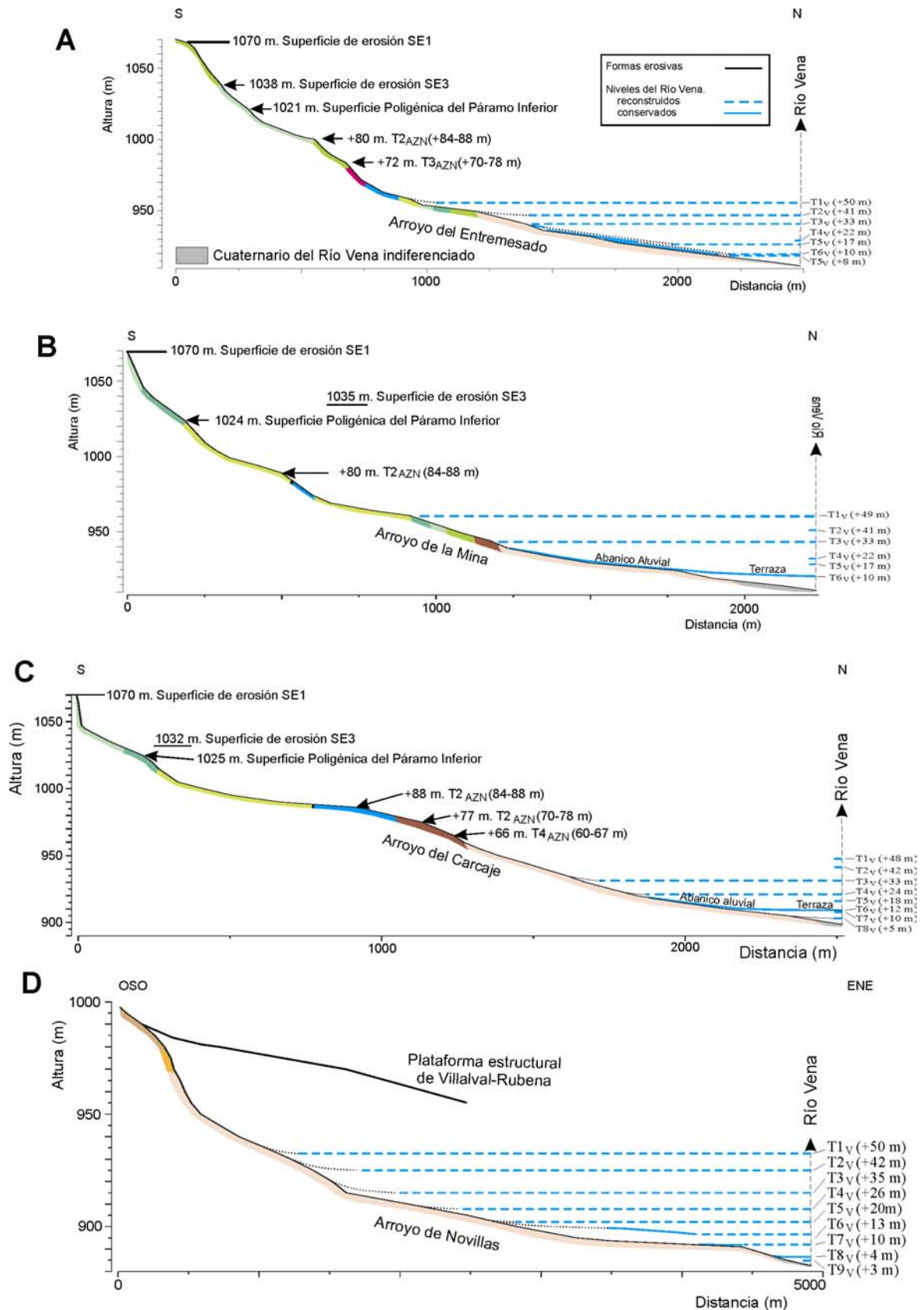


Figura 4.22. Perfiles longitudinales de los valles del arroyo del Entremesado (A), del arroyo de la Mina (B), del arroyo del Carcaje (C), y del arroyo de Novillas (D), y correlación de los saltos en los perfiles con los niveles del valle del río Vena y otras morfologías regionales. Para consultar las litologías, ver el Apéndice II.

Cuenca de drenaje del río Pico.

La red de drenaje del flanco oeste de la Sierra de Atapuerca pertenece, en buena parte, a la cuenca hidrográfica del río Pico.

Se ha realizado el perfil longitudinal de los arroyos de la Larga, de la Cerrada, de Estecillas, del Cañal de la Cerrada, de La Nogada, de las Orquídeas (Figuras 4.23 y 4.24, Apéndice IV.1) y de Elefante (Figura 4.26, Apéndice IV.1).

Los cinco primeros arroyos fluyen en su tramo alto sobre los materiales mesozoicos de los Sierra, donde han formado valles de encasa entidad, y posteriormente inciden en los materiales terciarios generando valles estrechos que se encuentran flanqueados a ambos márgenes por la plataforma estructural de Villalval-Rubena. Los perfiles longitudinales de estos arroyos presentan rupturas que han sido correlacionadas con los niveles del río Pico y, en una posición superior, con las terrazas del río Arlanzón (Figuras 4.23 y 4.24). Al igual que se describió en los perfiles de los arroyos que fluyen al río Vena, en los arroyos de La Larga y de Estecillas se han descrito rupturas a 1030-1032 m que coinciden con el desarrollo altimétrico de la superficie de erosión SE3, y en el arroyo de La Larga, aún se distingue una ruptura en una posición más elevada (1047 m), que sería asignable a la superficie de erosión SE2 (Figura 4.23A).

El perfil longitudinal del arroyo de las Orquídeas, cuyo trazado discurre íntegramente por las calizas y dolomías del Turoniense-Santoniense inferior, también ha sido reconocido un tramo cóncavo que rompe a 1049 m, por lo que su formación habría estado relacionada con el nivel de base que impuso el desarrollo de la superficie de erosión SE2. A menor cota, también se localizan otras dos rupturas, de forma más suave, que tienen una cota absoluta de 1036 m y 1024 m, que se correlacionarían con los niveles de la superficie de erosión SE3 y de la Superficie Poligénica del Páramo Inferior (Figura 4.24C).

Un caso especial, por su relación con los yacimientos antropológicos de la Sierra de Atapuerca, lo constituye el Valle de Elefante. Este valle nace en la superficie de erosión SE1, cerca del Alto de San Vicente, y se desarrolla en las calizas y dolomías del Turoniense-Santoniense inferior hasta abrirse al anchurón que forman el río Pico y el arroyo de Valhondo a las faldas del flanco oeste de la Sierra de Atapuerca.

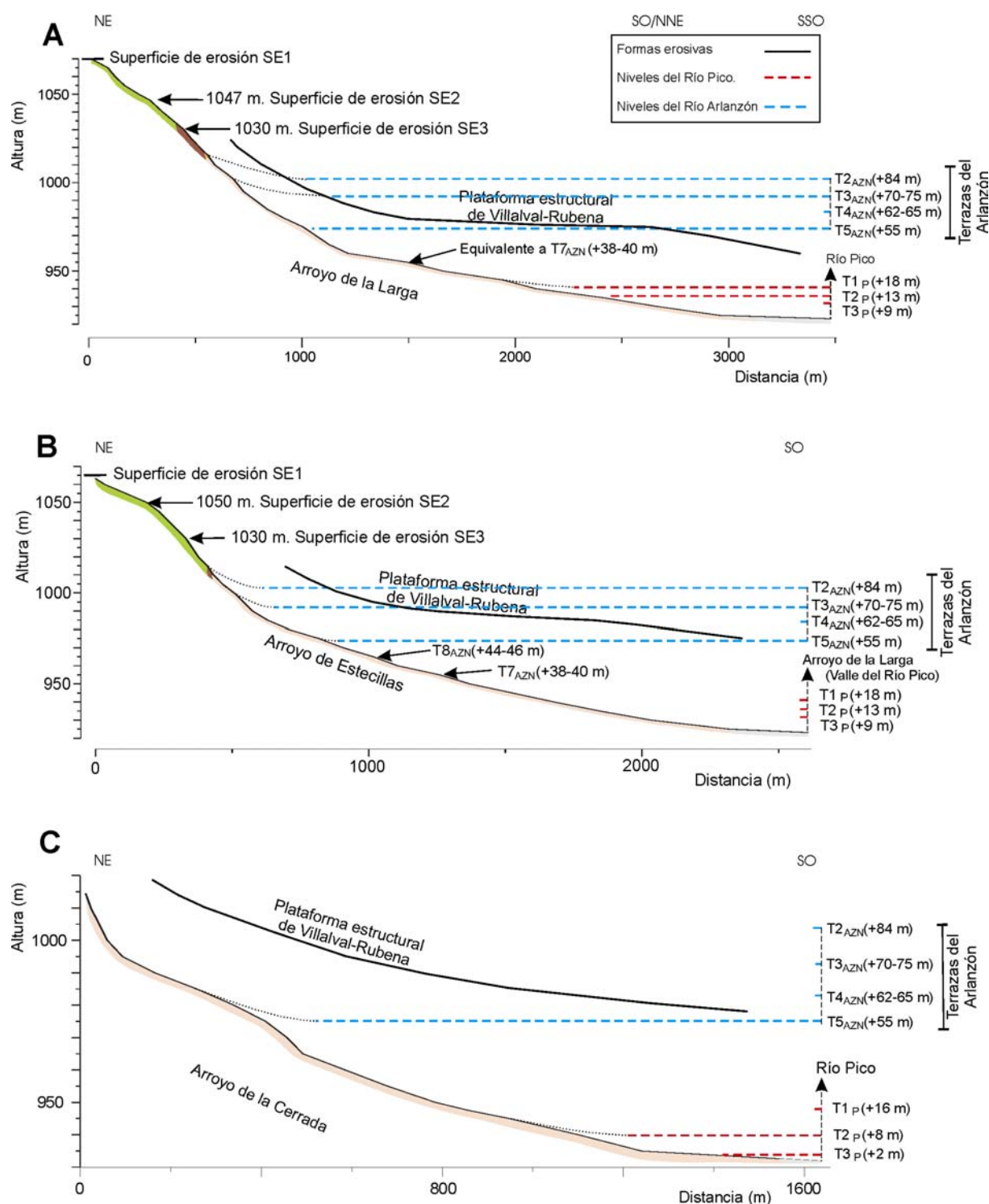


Figura 4.23. Perfiles longitudinales de los valles del arroyo de la Larga (A), del arroyo de Estecillas (B), y del arroyo de la Cerrada (C), y correlación de los saltos en los perfiles con los niveles del valle del río Pico, del río Arlanzón y otras morfologías regionales. Para consultar las litologías ver el Apéndice II.

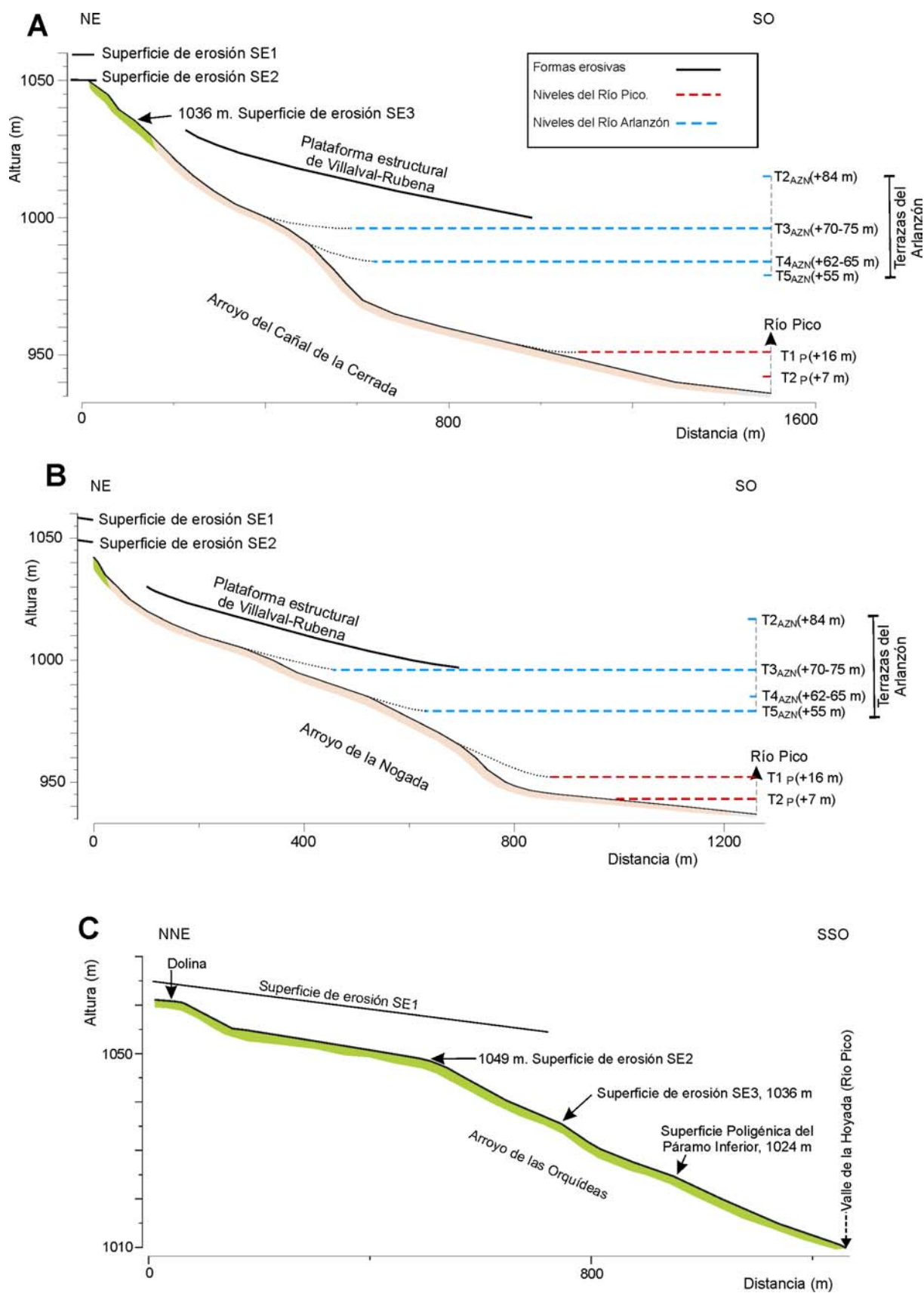


Figura 4.24. Perfiles longitudinales de los valles del Cañal de la Cerrada (A), del arroyo de la Nogada (B), y del arroyo de las Orquídeas (C), y correlación de los saltos en los perfiles con los niveles del valle del río Pico, del río Arlanzón y otras morfologías regionales. Para consultar las litologías, ver el Apéndice II.

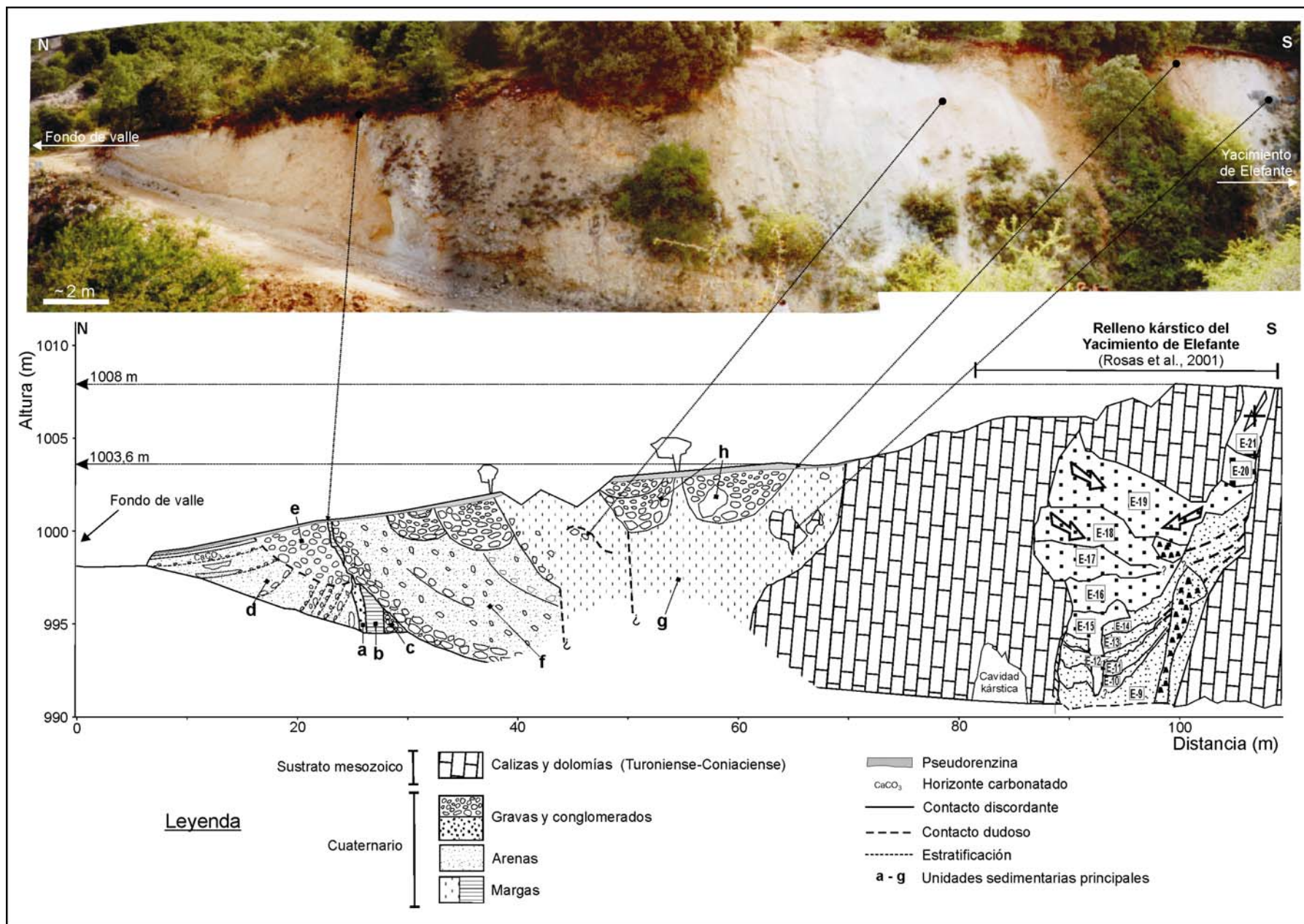


Figura 4.25. Depósitos del Valle de Elefante. A). Montaje fotográfico. B) Sección estratigráfica.
 Levantamiento topográfico realizado por Díaz y Pérez, 1998 (Inédito).
 Estratigrafía del relleno kárstico de Elefante extraída del trabajo de Rosas *et al.* (2001).

Actualmente el arroyo de Elefante se haya cortado transversalmente por la trinchera del ferrocarril abandonado, dejando al descubierto en la margen izquierda del valle un afloramiento de sedimentos detríticos compuestos por conglomerados, arenas y margas que en conjunto superan el espesor visto de 10 m. En esta sección, de aspecto sucio y en ocasiones cubierta por la vegetación, se han distinguido siete unidades sedimentarias generales separadas por discordancias erosivas en ocasiones muy verticalizadas (Figura 4.25). La unidad más antigua (**a**), localizada en la posición más próxima al fondo actual del valle, comienza por un conjunto de sucesivas cicatrices erosivas con *lag* de gravas carbonatadas (centiles de 80-30 cm), que dan paso a gravas subangulosas heterométricas de 1,5-2 cm de tamaño medio y una matriz areno-margosa que no supera el 30 %. Hacia techo aparecen canales de gravas mejor seleccionadas, con tamaños medios de 0,6-0,7 cm y centiles de 3-4 cm. Progresivamente las cicatrices erosivas, que en la base presentan inclinaciones de 40-70°, van situándose en posición más horizontales, a la vez que disminuye el tamaño medio de las gravas (0,7-1 cm) y aumenta la proporción de arenas medias y finas, a veces canaliformes, y en menor cantidad margas. En el techo, estos sedimentos areno-margosos adquieren una estructura laminar subhorizontal, en la cual se ha desarrollado un horizonte carbonatado de 1 m de profundidad. Los bloques y gravas carbonatadas proceden de las calizas y dolomías del Turoniense-Santoniense inferior, de los conglomerados del Oligoceno-Mioceno Inferior y en menor cantidad de margocalizas terciarias.

Las cicatrices erosivas y la estructura laminar subhorizontal se ve interrumpida por un conjunto de gravas subangulosas (Figura 4.25), con centiles de 50-60 cm y de aspecto sucio, que parece constituir un canal erosivo que podría corresponder a un episodio sedimentario más reciente o unidad **b**.

Hacia el sur, ambas unidades sedimentarias (**a** y **b**) se encuentran cortadas por una discordancia erosiva que da paso a tres nuevas unidades (**c**, **d** y **e**), que se desarrollan en las proximidades de la discordancia. La unidad **c** está compuesta por clastos subangulosos (3-4 cm de tamaño medio y centiles de 30 cm) de rocas carbonatadas envueltas en una matriz margosa de color blanco con tonos verduscos que presenta una proporción del 30-40 %. La unidad **d** corresponde a margas de tonos verdes con cantos de calizas cretácicas y terciarias (2,5 cm de tamaño medio y 18 cm de centil). A continuación se desarrolla una unidad de gravas calcáreas subangulosas (unidad **e**), que dada la mala calidad del afloramiento resulta dudosa su diferenciación de la unidad **f** que se sitúa por encima (Figura 4.25). La unidad **f**, corresponde a canales de gravas con tamaños medios de 6 cm y centiles comprendidos entre los 45-50 cm, que pueden estar cementadas en la base y presentan una baja proporción de matriz (<10%), de tonos amarillos y rojizos. Esta unidad es muy erosiva sobre las unidades anteriores, distinguiéndose hacia techo distintos canales superpuestos de morfología

semicircular rellenos de gravas. Los clastos carbonados son en su mayoría de calizas y dolomías cretácicas y de brechas del Oligoceno-Mioceno Inferior, aunque también aparece alguna caliza o margocaliza terciaria. Por encima se sitúa la unidad **g** (Figura 4.25), que comienza con un *lag* de gravas que da paso a sedimentos margosos de tonos verdes que incluyen gravas y algún bloque. En el conjunto de las margas pueden distinguirse otras margas de tonos más rosados y blanquecinos distribuidas hacia la base y hacia el sur, que parecen sugerir la presencia de contactos que dividirían a esta unidad, sin embargo la suciedad del corte y su mala accesibilidad no han permitido un análisis más en detalle de este aspecto. Hacia techo, estas margas se encuentran incididas por canales semicirculares de clastos carbonatados (**h**), semejantes a los canales de la unidad anterior. Las margas de tonos rosados entran en contacto hacia el sur con el sustrato formado por las calizas y dolomías del Turoniense-Santoniense inferior, donde se desarrolla, a escasos 20 m, la cavidad que alberga el relleno kárstico del Yacimiento de Elefante. En la Figura 4.25, se muestra la posición de las unidades sedimentarias de este yacimiento, extraídas en el trabajo de Rosas *et al.* (2001), respecto a las unidades sedimentarias descritas en los depósitos del valle de Elefante. Las características sedimentológicas de las unidades E-18 y E-19 indican una dirección de procedencia (Figura 25, Rosas *et al.*, 2001) similar a la posición que actualmente ocupan las margas de la unidad **g** descrita en los sedimentos del valle, pero sin una relación clara.

El techo de estos sedimentos, conservado actualmente cerca del contacto con las calizas, se emplaza a una cota de 1003,6 m, que lo sitúan 5,5 m por encima de cauce del arroyo y 4,4 m por debajo del techo del Yacimiento de Elefante (Figura 4.25). Si proyectamos el techo de estos sedimentos en el perfil longitudinal de este arroyo, que conecta con el arroyo de Valhondo y éste a su vez con el río Pico, definiendo un trazado que es paralelo al eje longitudinal del río Arlanzón, podemos observar que los sedimentos deben ser más antiguos que la terraza del río Pico situada inmediatamente aguas abajo (T1_P +8-20), puesto que esta terraza se acuña contra el perfil longitudinal (Figura 4.26a). Según las correlaciones geométricas entre los niveles del río Pico y el río Arlanzón (Figura 4.15), esta terraza del río Pico correspondería a la terraza T9_{AZN} (+19-30 m) del Arlanzón.

Para tratar de correlacionar los depósitos del Valle de Elefante con los niveles fluviales, se han prolongado perpendicularmente los perfiles reconstruidos de las terrazas del Arlanzón hasta enfrentarlos con la salida de este valle. Las terrazas del Arlanzón que se conservan inmediatamente aguas abajo dan una idea de la fiabilidad de esta traslación (Figura 26a). Analizando en detalle la altura que presentarían las terrazas frente al valle de Elefante

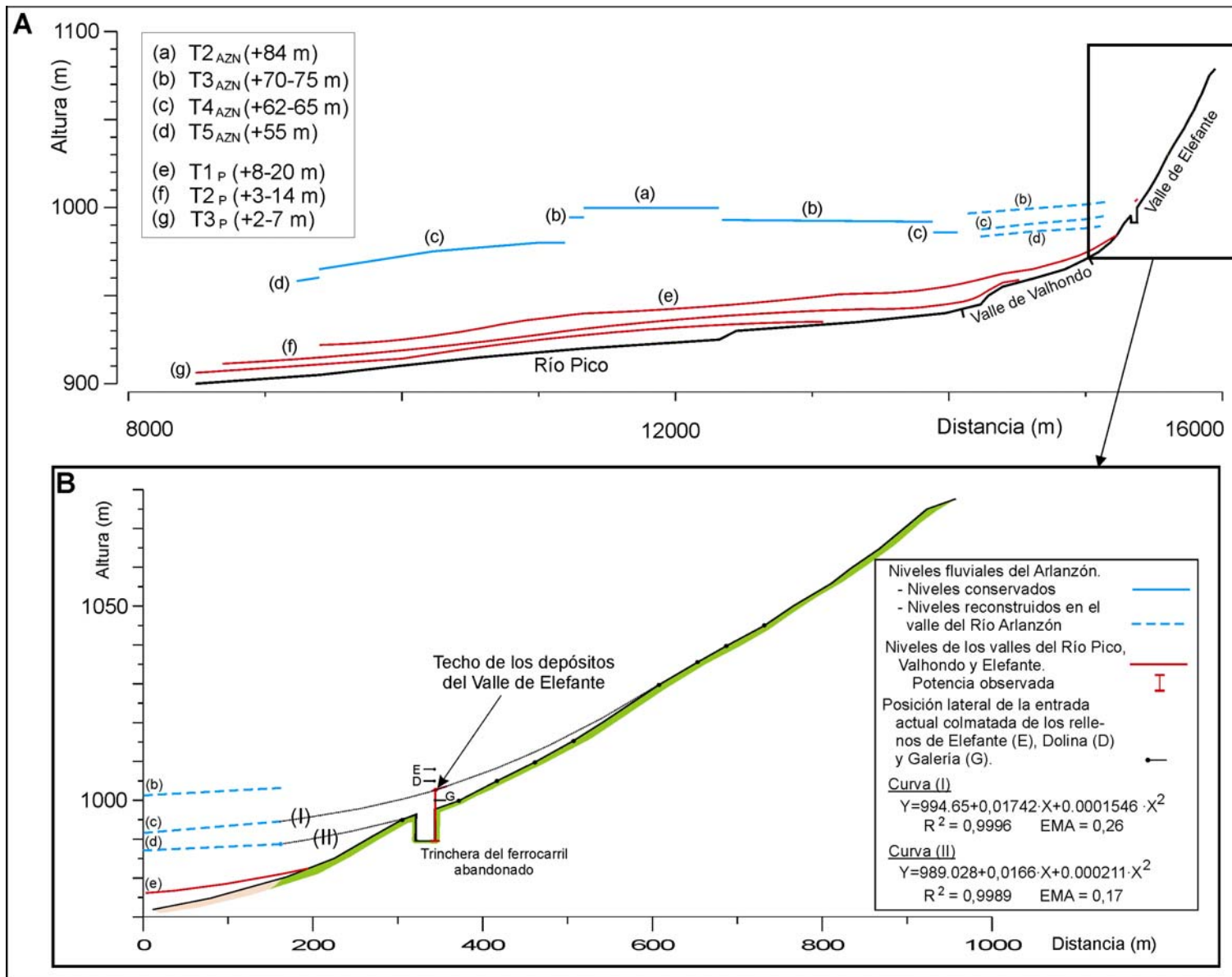


Figura 4.26. Correlación geométrica de los depósitos del Valle de Elefante con las terrazas fluviales del Río Arlanzón.
 A). Perfil longitudinal del valle Pico-Valhondo-Elefante.
 B) Ampliación del perfil longitudinal en el Valle de Elefante y correlación geométrica con los niveles fluviales del Río Arlanzón.

(Figura 26b), se puede observar como la terraza T3_{AZN} ocupa una posición superior al techo de estos depósitos y como, la terraza T4_{AZN}, enlaza con elevada exactitud con el techo de estos depósitos y con una ruptura del perfil longitudinal del arroyo de Elefante. Por otro lado, la continuación de la terraza T5_{AZN}, enlaza de forma también muy representativa con otro de los tramos cóncavos del perfil, que rompe justo aguas abajo de la actual posición de la trinchera.

A falta de otros datos cronológicos, estas relaciones geométricas señalan que los depósitos conservados en el Valle de Elefante serían contemporáneos con la terraza T4_{AZN} (+60-67 m) del Arlanzón, tal como sucede con los sedimentos del nivel inferior descritos en el Valle de Cueva Mayor. El desarrollo de este nivel, al igual que ocurría con los depósitos conservados en el Valle de Elefante, ocupa una posición inferior a la entrada actualmente colmatada del yacimiento de Elefante (1008 m), y también inferior pero más próxima a la entrada de Dolina, a 1005 m (Figura 4.26b). En cuanto al Yacimiento de Galería, la actual entrada colmatada que se conserva en el corte de la trinchera se sitúa por debajo de este nivel, a una altura de 1000 m, pero es de destacar que la estratigrafía de este yacimiento indica que la entrada de los sedimentos más antiguos se realizó por aperturas de posición superior.

4.2.2. RECONSTRUCCIÓN TRIDIMENSIONAL.

Aunque la reconstrucción bidimensional por si sola ya aporta una importante información sobre la formación del relieve, tanto de carácter cuantitativo como cualitativo, y ofrece unas directrices detalladas de las relaciones entre las formas que nos permiten formarnos una idea de los paisajes pasados, para hacer una análisis del paisaje más profundo resulta obligado poder extender las reconstrucciones lineales al espacio tridimensional, de modo que las relaciones geométricas que fueron extraídas de zonas específicas que conservaban los hitos morfológicos, puedan ampliarse hasta el resto de las zonas donde los procesos erosivos han borrado estas huellas.

Para acometer esta tarea las reconstrucciones lineales no sólo han aportado más datos topográficos acerca de las morfologías, sino también el conocimiento de la tendencia estadística que presentaban los fondos de los valles, que ha constituido una información esencial que palia en gran medida la baja cantidad de datos frente al área considerada y su mala distribución. El proceso a seguir, consiste en definir los planos tridimensionales que más se aproximan a los datos lineales procedentes de la reconstrucción de los perfiles fluviales y a los datos extraídos de la topografía de las paleosuperficies. Para ello, y tal como se explicó en el Apartado 4.1, se ha utilizado un procedimiento compuesto de dos fases: una primera que simula en tres dimensiones los planos de los fondos aluviales, y la segunda que trata de

articular los distintos planos de los fondos aluviales entre sí y con los demás hitos morfológicos.

Los niveles de base cuaternarios reconstruidos corresponden a las terrazas T14_{AZN} (+2-3 m), T11_{AZN} (+12-15 m), T10_{AZN} (+13-20 m), T9_{AZN} (+19-30 m), T7_{AZN} (+38-40 m), T5_{AZN} (+50-54 m), T4_{AZN} (+60-67 m), T3_{AZN} (+70-78 m) y T2_{AZN} (+84-88 m).

4.2.2.1. Simulación de los planos aluviales.

Para la reconstrucción de los planos aluviales se ha utilizado el interpolador polinómico local disponible en el módulo *Geostatistical Analyst* del programa *ArcMap*, que forma parte del paquete informático *ArcGIS Desktop* 8.2 de ESRI.

Para la interpolación de los planos polinómicos que simulan los fondos aluviales de los ríos Arlanzón, Vena y Pico, se han utilizado los datos extraídos de la reconstrucción de los perfiles longitudinales de estos valles y la topografía del borde de las paleosuperficies cartografiadas. En los casos más favorables, cuando la distribución y presencia de las paleosuperficies suministraba un número suficiente de datos para evitar anomalías en la interpolación, el plano aluvial ha sido estimado únicamente con estos datos (Figura 4.27). Adicionalmente, en los niveles caracterizados por una menor presencia de paleosuperficies y una distribución menos uniforme, como pueden ser los niveles más antiguos, también han intervenido en la interpolación datos de apoyo, generados por la prolongación perpendicular de los datos del perfil longitudinal.

Este segundo caso tiene su máxima expresión en la reconstrucción del río Cueva, del arroyo de Salgüero, del arroyo Linares, del arroyo Doradillos y del río Hurones, donde la escasa presencia de paleosuperficies y/o su mala conservación, ha hecho necesaria la prolongación perpendicular de tramos del perfil longitudinal a ambos márgenes del valle, con objeto de simular satisfactoriamente los planos aluviales (Figuras 4.28 y 4.29).

Un caso especial lo constituyen los planos aluviales más antiguos del río Vena. Estos niveles, coetáneos con los niveles del Arlanzón T2_{AZN} (+84-88 m), T3_{AZN} (+70-78 m) y T4_{AZN} (+60-67 m), carecen de representación en el valle del río Vena en forma de terrazas fluviales, abanicos o glaciares, y sólo han podido ser reconocidos en los perfiles longitudinales de los arroyos laterales al río Vena (Apartado 4.2.1.3). Dada esta carencia de datos que no facilitó la construcción de los perfiles longitudinales, la interpolación de estos planos se ha realizado con los datos extraídos de los perfiles de los arroyos, trasladados a posiciones centrales y

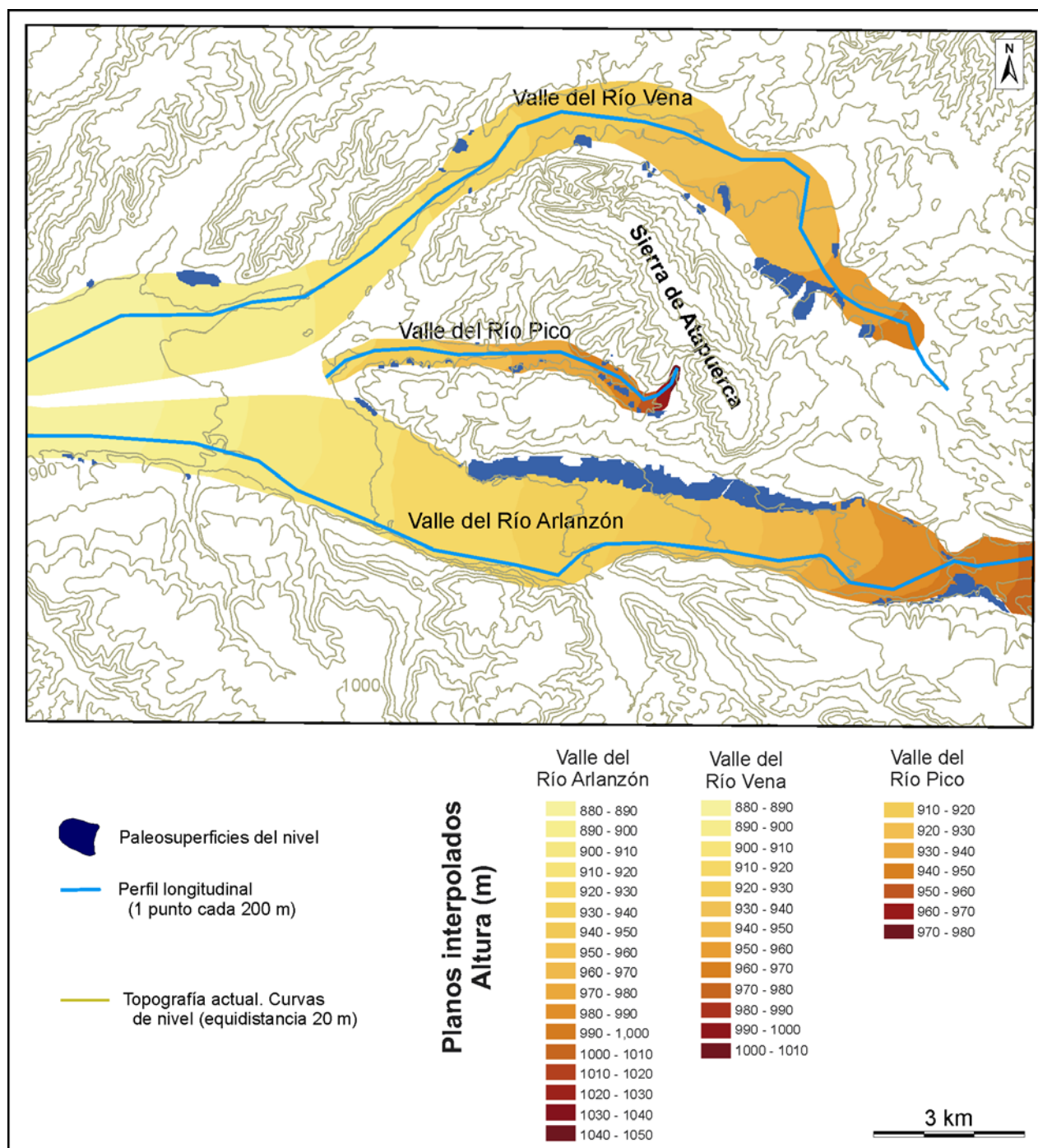


Figura 4.27. Superficies polinómicas interpoladas para los planos aluviales del río Arlanzón, del río Vena y del río Pico, en el nivel morfológico T10_{AZN} (+13-20 m).

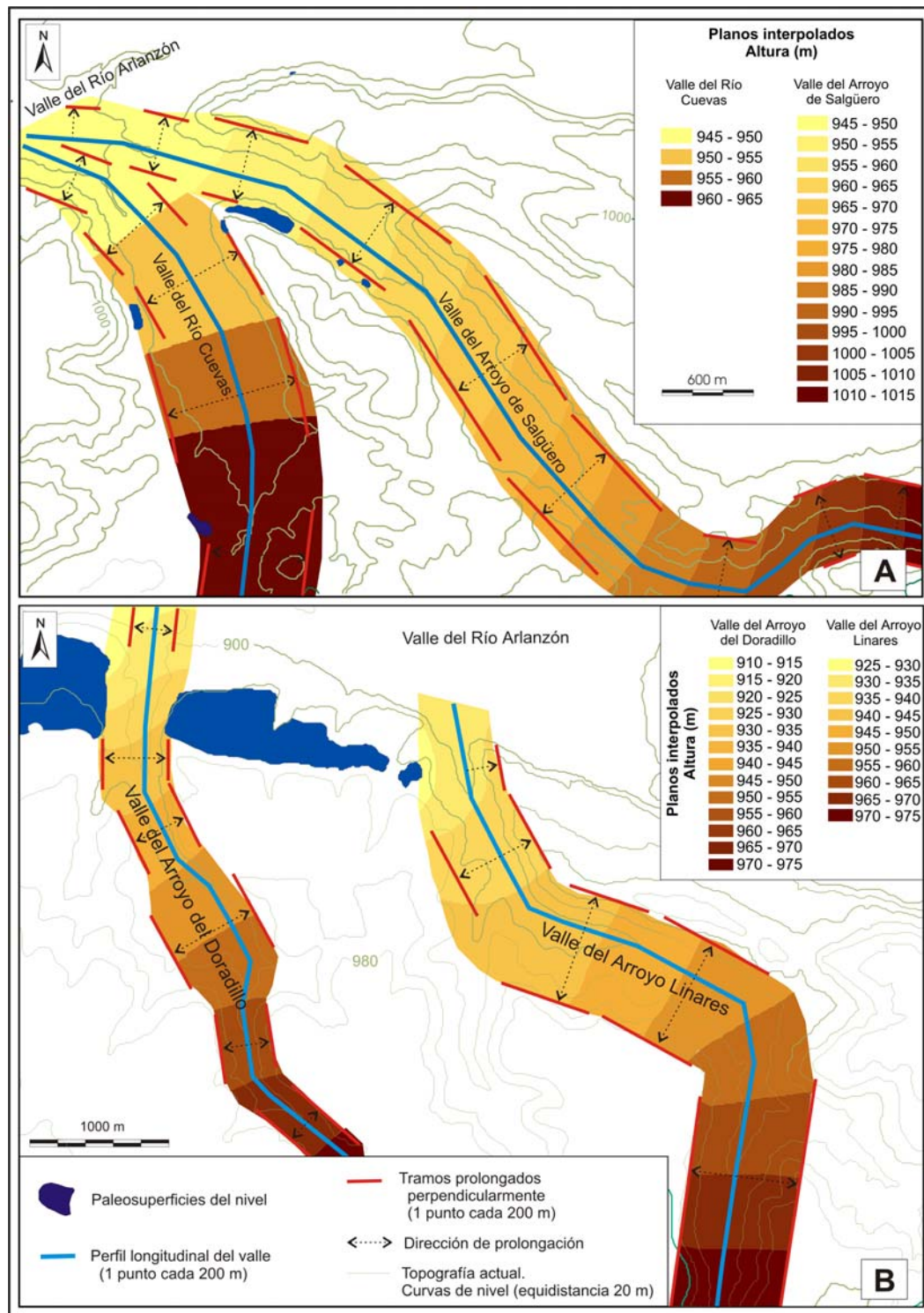


Figura 4.28. Superficies polinómicas interpoladas para los fondos aluviales de los valles del río Cueva y el arroyo de Salguero en el nivel morfológico T9_{AZN}, +19-30 m, (A), y del arroyo Linares y el arroyo Doradillos en el nivel T7_{AZN}, +38-40 m, (B).

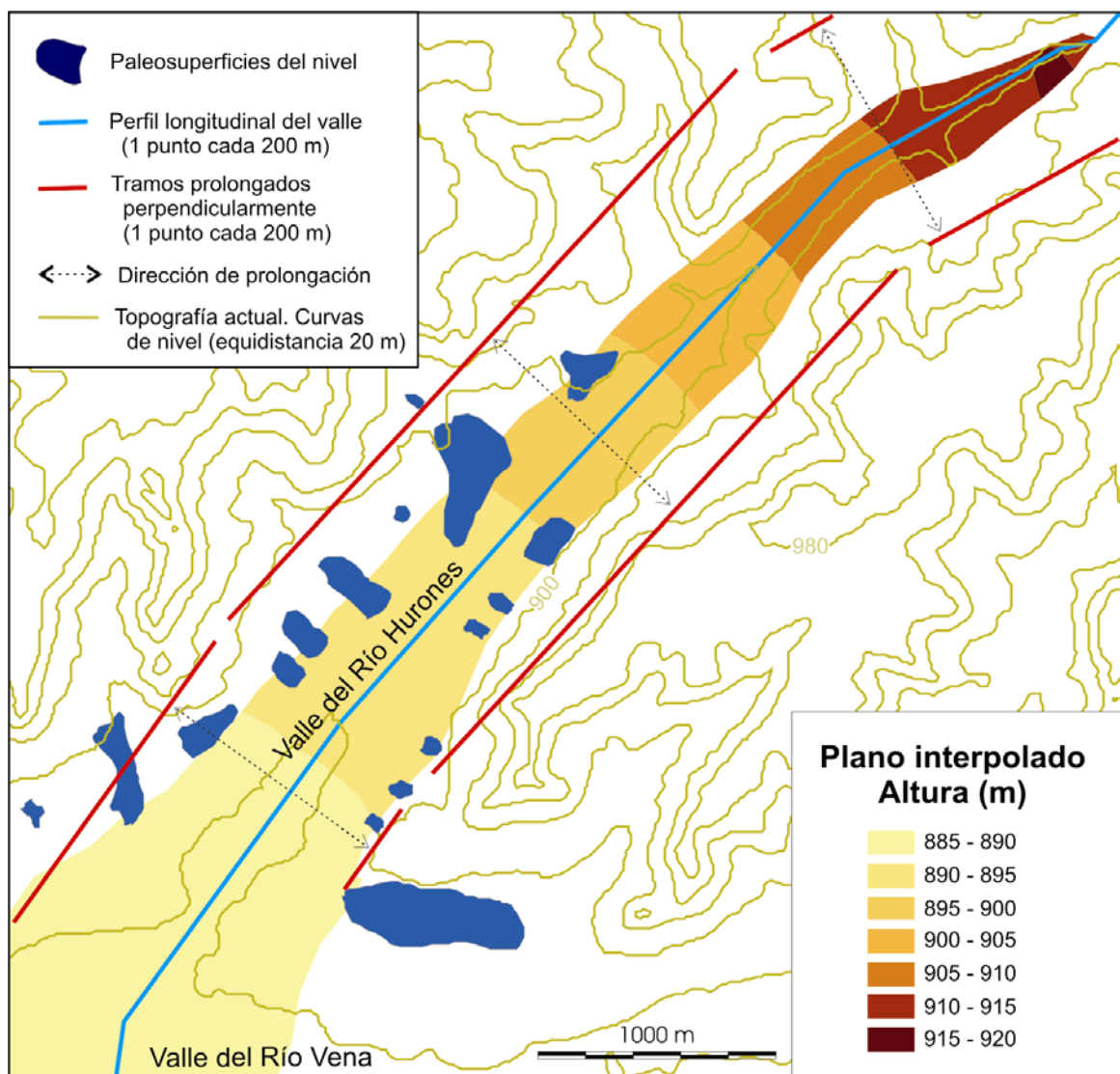


Figura 4.29. Superficies polinómicas interpoladas para el fondo aluvial del valle del río Hurones en el nivel morfológico T10_{AZN} (+13-20 m).

laterales del valle perpendicularmente al eje longitudinal de dicho valle, y con los datos del tramo bajo y alto del perfil longitudinal del río Arlanzón, zonas donde ambos ríos debían compartir llanura durante estas épocas, según indican la actual posición morfológica de las terrazas fluviales. Los planos interpolados, por tanto, constituyen una aproximación menos certera que el resto de niveles reconstruidos en el valle, pero que, por otra parte, resulta imprescindible para contextualizar el resto del relieve durante estas épocas.

Los errores estadísticos de los planos interpolados se muestran en la Tabla 4.1. El ECM de los planos oscila en su mayoría entre 1 y 2 m, excepto en casos puntuales del valle del río Cueva y el río Salgüero, que alcanzan máximos situados entre 4-5 m.

Errores estadísticos de la interpolación polinómica de los planos aluviales. Error medio (EM) y error cuadrático medio (ECM), en m.		T11 _{AZN} (+12-15 m)	T10 _{AZN} (+13-20 m)	T9 _{AZN} (+19-30 m)	T7 _{AZN} (+38-40 m)	T5 _{AZN} (+50-54 m)	T4 _{AZN} (+60-66 m)	T3 _{AZN} (+70-78 m)	T3 _{AZN} (+84-88 m)
R. Arlanzón	EM	0,005	-0,04	0,00033	0,0023	0,00036	0,071	0,046	0,0085
	ECM	1,39	1,10	1,35	2,03	1,34	1,12	1,30	0,7
R. Vena	EM	0,004	0,05	0,006	0,1	0,03	-0,06	0,08	0,24
	ECM	2,24	1,101	0,88	1,36	1,86	2,14	2,15	1,45
R. Pico	EM	0,001	- 0,01	0,01	--	--	--	--	--
	ECM	0,46	1,31	1,57	--	--	--	--	--
R. Cueva	EM	--	0,99	-0,003	--	-0,4	--	0,21	--
	ECM	--	4,92	0,44	--	4,46	--	1,76	--
R. Hurones	EM	0,0002	0,08	0,0003	--	--	--	--	--
	ECM	1,34	1,91	1,24	--	--	--	--	--
A. de Salgüero	EM	0,09	0,99	-0,008	-0,02	-0,4	--	--	--
	ECM	0,85	4,92	1,73	0,38	4,46	--	--	--
A. Linares	EM	-0,001	0,004	-0,0034	-0,006	0,003	0,04	--	--
	ECM	0,82	0,95	1,12	0,90	0,21	0,80	--	--
A. Doradillos	EM	0,008	-0,004	-0,0034	-0,04	0,01	0,006	0,01	0,02
	ECM	0,32	0,95	0,66	1,37	0,74	0,75	0,58	0,59
Arroyos del flanco SO de la Sierra de Atapuerca	EM	--	--	--	--	-0,01	0,01	0,31	--
	ECM	--	--	--	--	0,86	0,38	0,81	--

Tabla 4.1. Errores estadísticos de la interpolación polinómica local de los planos aluviales.

La simulación de la topografía tridimensional de la falda SO de la Sierra, asociada al funcionamiento del Valle de Cueva Mayor y del Valle de Elefante durante las épocas determinadas por las terrazas T3_{AZN} (+70-78 m) y T4_{AZN} (+60-67 m), se ha realizado a partir de los datos extraídos del análisis bidimensional (Apartado 4.2.1.3) y de la topografía conservada en los niveles descritos en estos valles y valles aledaños, partiendo del presupuesto de que estos valles habrían sufrido un encajamiento semejante desde entonces.

Esta suposición se ha basado en el hecho de que la respuesta de estos valles frente al descenso del nivel de base, constituido por las terrazas del Arlanzón aledañas a las faldas de la Sierra, ha debido ser muy similar debido a la proximidad de dichos niveles de base debido a la cercanía entre los valles y a la semejanza en tamaño, características geológicas y funcionalidad hídrica de estos pequeños valles.

Siguiendo esta hipótesis de trabajo, para realizar la interpolación del nivel coetáneo con la terraza T4_{AZN} (+60-67 m), se han prolongado ciertos elementos topográficos puntuales del perfil reconstruido del Valle de Elefante hasta el valle situado inmediatamente al norte, siguiendo un trazado paralelo a la línea que une puntos de la misma altura del fondo actual de los valles. Esta operación se ha realizado de igual modo para el nivel coetáneo con la terraza T3_{AZN} (+70-78 m), prolongando los datos del Valle de Cueva Mayor al Valle de Elefante y al valle situado al norte (Figura 4.30).

La estimación realizada por medio de un interpolador polinómico local muestra, tal y como se describió en el análisis bidimensional, que la superficie interpolada para los conos aluviales coetáneos con la terraza T3_{AZN} (+70-78 m) queda muy por encima de la actual entrada colmatada de los yacimientos de Elefante, Dolina y Galería, por lo que es razonable pensar que durante esta época no existieran estas entradas. Estos conos aluviales conectarían con las terrazas del Arlanzón hacia el este, a escasos 200 m, lo que indica que durante este periodo los depósitos contemporáneos del Arlanzón probablemente no entrarían en contacto con las rocas carbonatadas mesozoicas de esta falda de la Sierra.

En una etapa posterior, el encajamiento del río Arlanzón y la destrucción de la terraza T3_{AZN} (+70-78 m) produciría una incisión en estos valles, rebajando el nivel del orden de 20 m o más en las zonas más bajas de estos valles de la Sierra, tal como atestigua la base observada de los depósitos del Valle de Elefante y el Valle de Cueva Mayor contemporáneos a la terraza T4_{AZN} (+60-67 m). Durante este proceso y a medida que los procesos erosivos dismantelan el nivel anterior, irían quedando al descubierto las rocas carbonatadas cretácicas hasta que el desplome de los techos produjera la apertura de las cavidades kársticas al exterior, comenzando el relleno alóctono que actualmente constituye la mayor parte de los yacimientos. De esta forma, según el nivel de la superficie iba siendo rebajado por la erosión y los procesos de hundimiento del techo operaban, la apertura al exterior se habría producido primero en las cavidades que ocuparan una posición más elevada, como es el caso de la cavidad de Elefante, cuya entrada se sitúa a 1008 m, y posteriormente en las de posición inferior, como la cavidad de Dolina, localizada a 1005 m de cota (Figura 4.50).

Esta apertura progresiva influida por el encajamiento de los niveles morfológicos explicaría la presencia de sedimentos alóctonos de mayor antigüedad en Elefante que en Dolina.

Con posterioridad a este evento erosivo, acaecerían los procesos de agradación que tendrían como resultado final la formación de la terraza T4_{AZN} (+60-67 m) en el valle del río Arlanzón y la sedimentación de los depósitos correlativos descritos en el Valle de Cueva Mayor y en el Valle de Elefante. La agradación produciría un aumento progresivo del nivel sedimentario en los valles, que podría llegar a alcanzar otras aperturas inferiores abiertas en el proceso anterior de erosión, comunicando estos valles con el sistema endokárstico. Tal podría haber sido el caso de los depósitos del Valle de Elefante y la dirección de entrada de las unidades E-19 y E-18 del Yacimiento de Elefante (Rosas *et al.*, 2001, Figura 4.25), no obstante, si consideramos que estas entradas del Yacimiento de Elefante corresponden a sedimentos de edad Pleistoceno medio y que el nivel T4_{AZN} (+60-67 m) parece localizarse aún en el Pleistoceno inferior o el límite con el Pleistoceno medio, esta relación quedaría anulada, pudiendo corresponder estas entradas de material a etapas posteriores.

Al final de este proceso de agradación del nivel T4_{AZN} (+60-67 m), el plano que definirían los depósitos de estos valles (Figura 4.30), llega a situarse casi al nivel de la entrada de Dolina.

Estas relaciones indican que la sedimentación de las unidades estratigráficas alóctonas del Pleistoceno inferior en estas dos cavidades (Dolina y Elefante), se habrían producido en el espacio temporal entre ambas terrazas (T3_{AZN}, +70-78 m, y T4_{AZN}, +60-67 m), siendo todas las unidades alóctonas posteriores a T3_{AZN} (+70-78 m), y las de edad Pleistoceno inferior-medio contemporáneas con T4_{AZN} (+60-67 m) (Apartado 4.6, Figura 4.50).

Un nuevo descenso del nivel de base acarrearía una nueva etapa erosiva que causaría incisión y destrucción parcial del nivel T4_{AZN} (+60-67 m). En esta nueva etapa o en las posteriores que sucederían en el Pleistoceno medio, se habría producido la apertura al exterior de la cavidad de Galería, tal como sugiere la altura actual de la entrada colmatada de la cavidad de este yacimiento (1000 m), que lo sitúa por debajo del nivel T4_{AZN}. Aunque las características sedimentológicas de sus unidades indican una procedencia superior (Pérez-González *et al.*, 1999), la edad del Pleistoceno medio de los sedimentos alóctonos de las unidades de G-II a G-V (Pérez-González *et al.*, 1999; Pérez-González *et al.*, 2001), también apuntan hacia esta edad de apertura.

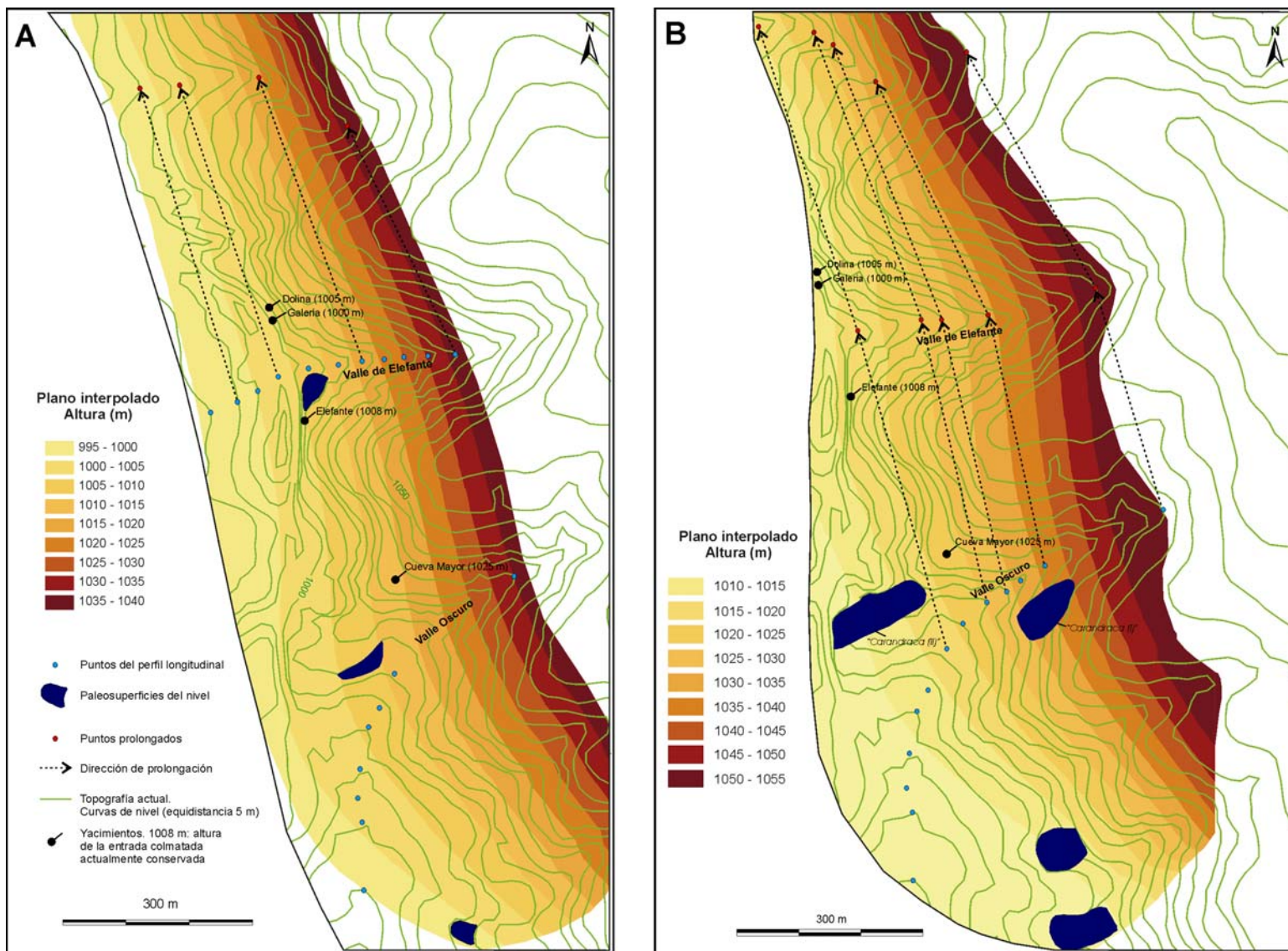


Figura 4.30. Superficies polinómicas interpoladas para los valles de la falda sudoeste de la Sierra de Atapuerca. A) Nivel morfológico coetáneo con T4_{AZN} (+60-67 m), y B) Nivel morfológico coetáneo con T3_{AZN} (+70-78 m).

4.2.2.2. Articulación de los planos aluviales y las paleosuperficies.

La unión entre los distintos planos aluviales reconstruidos y de éstos con el resto de las paleosuperficies y con los puntos de ruptura definidos en los perfiles longitudinales de la Sierra de Atapuerca, se ha llevado a cabo con el método de interpolación del *kriging* ordinario disponible en el módulo *Geostatistical Analyst* del programa *ArcMap*, que forma parte del paquete informático *ArcGIS Desktop* 8.2 de ESRI.

El método del *kriging* ofrece la posibilidad de considerar los errores estadísticos en el modelo. Por un lado, la componente de error residual aleatorio o efecto *nugget* (Apartado 4.1.1.2), permite que en la elaboración del modelo interpolado se tenga en cuenta el error inicial de los datos que participan, y por otra parte, las características geoestadísticas de este método facilitan la obtención de una distribución espacial de los errores del modelo interpolado.

Ante esta posibilidad y considerando el origen dispar de los datos que participaran en la interpolación final, se ha intentado hacer una estimación de los errores del modelo, para lo cual se ha pensado apropiado considerar el efecto $nugget \neq 0$ y asociado a errores en la medida. Aunque esto supone que el *kriging* no actúe como un interpolador exacto, todos los datos que participan en la interpolación, incluso los datos que podríamos considerar iniciales, tienen un error estadístico que es oportuno considerar.

Los datos que intervienen en la interpolación proceden de una elaboración en cadena y acumulativa que parte de la información topográfica derivada directamente del MDE. A partir de esta información se generan los datos contenidos en los perfiles longitudinales, que son utilizados, junto con la información inicial, para interpolar los modelos tridimensionales de los planos aluviales. Este procedimiento supone que en la interpolación final participen varias generaciones de datos cada uno de los cuales tiene un error estadístico distinto y en el caso más desfavorable acumulado.

El estadístico propuesto para considerarlo como el error de los datos ha sido el error cuadrático medio (ECM), puesto que carece de los defectos del error medio y da una estimación del error mayor que el error medio absoluto. El ECM de los datos obtenidos directamente del MDE es de 0,79 m; valor que, en el peor de los casos, se acumularía al ECM propio de las regresiones que participan en la reconstrucción lineal ($0,79 + ECM_{pf}$). A su vez, tanto la topografía de las terrazas, como los perfiles longitudinales, participan en la predicción de los planos aluviales, cuyos datos interpolados tendrán como error máximo el error acumulado de los pasos anteriores más el error de la interpolación polinómica local ($((0,79 + ECM_{pf}) + ECM_p)$).

Estimación del error medio cuadrático ponderado. (ECM en m)		Paleosuperficies. (MDE10)	Valle del R. Arlanzón	Valle del R. Vena	Vale del R. Pico	Valle del R. Cueva	Valle del R. Hurones	Valle del A. de Sagüero	Valle del A. Linares	Valle del A. Doradillos	Valles del flanco SO de la Sierra de Atapuerca	
T14_{AZN} (+2-3 m)	ECM acumulado	0,79	1,11	1,72	0,96	--	--	--	--	--	--	
	Proporción	0,63	0,17	0,16	0,04	--	--	--	--	--	--	
	Nº total de datos											640
	ECM ponderado											1,00
T11_{AZN} (+12-15 m)	ECM acumulado	0,79	2,58	3,98	1,79	3,78	2,41	3,78	1,74	1,17	--	
	Proporción	0,17	0,32	0,23	0,10	0,35	0,03	0,35	0,04	0,03	--	
	Nº total de datos											2945
	ECM ponderado											2,50
T10_{AZN} (+13-20 m)	ECM acumulado	0,79	2,50	2,51	2,6	5,71	2,98	5,71	2,25	2,08	--	
	Proporción	0,21	0,30	0,29	0,07	0,04	0,03	0,02	0,03	0,02	--	
	Nº total de datos											3239
	ECM ponderado											2,35
T9_{AZN} (+19-30 m)	ECM acumulado	0,79	2,35	2,4	2,66	2,58	2,65	3,22	1,91	2,11	--	
	Proporción	0,21	0,33	0,23	0,08	0,02	0,05	0,04	0,03	0,02	--	
	Nº total de datos											3455
	ECM ponderado											2,09
T7_{AZN} (+38-40 m)	ECM acumulado	0,79	3,32	3,55	--	--	--	2,04	1,83	2,71	--	
	Proporción	0,05	0,33	0,43	--	--	--	0,25	0,03	0,02	--	
	Nº total de datos											4420
	ECM ponderado											2,94
T5_{AZN} (+50-54 m)	ECM acumulado	0,79	2,99	4,97	--	5,25	--	5,25	1,00	1,53	1,84	
	Proporción	0,17	0,34	0,42	--	0,0006	--	0,0004	0,03	0,029	0,01	
	Nº total de datos											5220
	ECM ponderado											3,35
T4_{AZN} (+60-66 m)	ECM acumulado	0,79	3,13	2,93	--	5,49	--	3,99	2,62	1,97	1,4	
	Proporción	0,07	0,29	0,56	--	0,01	--	0,01	0,02	0,02	0,01	
	Nº total de datos											5641
	ECM ponderado											2,80
T3_{AZN} (+70-78 m)	ECM acumulado	0,79	4,16	2,92	--	3,34	--	--	--	2,03	2,306	
	Proporción	0,03	0,38	0,55	--	0,01	--	--	--	0,01	0,01	
	Nº total de datos											5385
	ECM ponderado											3,33
T2_{AZN} (+84-88 m)	ECM acumulado	0,79	4,99	2,24	--	--	--	--	--	1,44	--	
	Proporción	0,02	0,44	0,44	--	--	--	--	--	0,01	--	
	Nº total de datos											5719
	ECM ponderado											3,53

Tabla 4.2. Ponderación del error teórico máximo utilizado en el método del *kriging* como error residual aleatorio.

La elección del ECM y este procedimiento para estimar el error acumulado, genera el error que se produciría en el peor de los casos, ya que resulta muy improbable que los errores se acumulen aditivamente, por lo que el resultado debe interpretarse como la máxima dispersión posible del error en los datos de entrada.

Siguiendo este razonamiento se ha calculado el ECM acumulado de cada tipo de datos que participan en la interpolación y, ya que sólo se puede definir un error de medida, se ha realizado una ponderación media en función de la proporción con que cada tipo de datos participa en la interpolación final (Tabla 4.2). El ECM ponderado, se ha interpretado como el valor del efecto *nugget*, que se introducirá en el *kriging* para obtener la estimación y la distribución espacial de los errores, de forma que ambos modelos consideren la dispersión máxima del error.

A la hora de determinar durante la interpolación que modelo de *kriging* resulta más válido para cada caso y obtener una aproximación de la validez estadística de la superficie interpolada, se han utilizado los parámetros estadísticos de las estimaciones que suministra el programa *Geostatistical Analyst*. La estimación ideal estaría caracterizada por un error medio y un error medio estandarizado cercano a cero, que indicarían que las predicciones no son sesgadas; valores bajos del error cuadrático medio, señalando que las predicciones son lo más similares posible a los datos de entrada; y un error medio estándar lo más similar posible al error cuadrático medio, que junto con un error cuadrático medio estandarizado cercano a 1, informan de una valoración adecuada de la variabilidad estadística de los datos.

Los modelos de *kriging* ordinario aplicados y los errores derivados de estas aplicaciones se muestran en la Tabla 4.3. Como se puede observar todos los errores medios y errores medios estandarizados dan valores muy cercanos a cero, los errores medios cuadráticos se sitúan entre 1,1 y 2,3 m, y se aproximan razonablemente a los valores del error estándar medio, y el ECM estandarizado oscila entre 1,3 y 0,5. En conjunto, estos modelos pueden considerarse estadísticamente aceptables.

Las superficies obtenidas junto con la distribución espacial de los errores estándar medios de la predicción se muestran en las Figuras 4.31, 4.32 y 4.33.

En los valles donde no se tiene ninguna información acerca de ciertos niveles aluviales, como por ejemplo en el río Hurones a partir de la terraza T3_V (+9-29 m), equiparable a T9_{AZN} (+19-30 m), y en el arroyo Linares por encima del nivel T4_{AZN} (60-67 m), la reconstrucción de los niveles no presentes tan sólo refleja la tendencia general media de los valles más cercanos, como sería el valle del río Vena en el caso del valle del río Hurones, y los valles del río Arlanzón, el arroyo Doradillos y el río Cueva en el caso del valle del arroyo de Linares.

A. Niveles fluviales

Etapa morfológica	Modelo de <i>kriging</i> ordinario		Parámetros de validación (m)				
	Tendencia	Modelo de semivariograma	EM	ECM	Error estándar medio	EM estandarizado	ECM estandarizado
T14_{AZN}(+2-3 m)	2º orden	0,008559*Spherical(501,71)+1*Nugget	-0,0092	2,031	1,915	-0,0042	1,021
T11_{AZN}(+12-15 m)	2º orden	3,093*Spherical(1267,3)+2,50*Nugget	-0,0086	2,301	1,709	-0,0053	1,331
T10_{AZN} (+13-20 m)	2º orden	2,2656*Spherical(1000)+2,35*Nugget	-0,00012	0,946	1,356	0,0029	0,7006
T9_{AZN} (+19-30 m)	2º orden	24,898*Spherical(3211,1)+2,09*Nugget	0,00078	1,652	2,031	0,0014	0,7536
T7_{AZN} (+38-40 m)	2º orden	10,707*Spherical(4182,6)+2,94*Nugget	0,00097	1,066	1,98	-0,0001	0,5238
T5_{AZN} (+50-54 m)	2º orden	7,4767*Spherical(1935,2)+3,35*Nugget	-0,00007	1,546	2,152	-0,0003	0,7017
T4_{AZN}(+60-66 m)	2º orden	2,6025*Spherical(4502,4)+2,8*Nugget	-0,0080	1,026	1,776	-0,0045	0,5743
T3_{AZN} (+70-78 m)	2º orden	6,7771*Spherical(910,86)+3,33*Nugget	-0,0043	1,245	2,264	-0,0012	0,5204
T2_{AZN} (+84-88 m)	2º orden	2,4505*Spherical(5926,6)+3,53*Nugget	0,0018	1,418	1,954	0,0012	0,7187

B. Superficie Poligénicas

Etapa morfológica	Modelo de <i>kriging</i> ordinario		Parámetros de validación (m)				
	Tendencia	Modelo de semivariograma	EM	ECM	Error estándar medio	EM estandarizado	ECM estandarizado
S.P. Páramo Inferior	1 ^{er} orden	77,214*Spherical(5465,2)+0,79*Nugget	0,036	1,664	1,774	0,0043	0,8718
S.P. Páramo Superior	2º orden	383,02*Spherical(6046,3)+0,79*Nugget	0,071	3,802	2,638	0,0115	1,354
Superficie de erosión SE2	1 ^{er} orden	6,3451*Spherical(402,02)+0,79*Nugget	0,007	0,284	1,187	-0,001	0,1491

Tabla 4.3. Modelos de semivariograma utilizados en la interpolación por el método del *kriging* ordinario y parámetros de validación de la estimación.

A falta de considerar la evolución de las laderas, en estos modelos se puede observar como los valles van ocupando cada vez mayor extensión, en especial los niveles de terraza más antiguos (Figura 3.33), que al este de la Sierra de Atapuerca llegan a formar amplias zonas sin apenas relieves que sobresalgan del nivel fluvial.

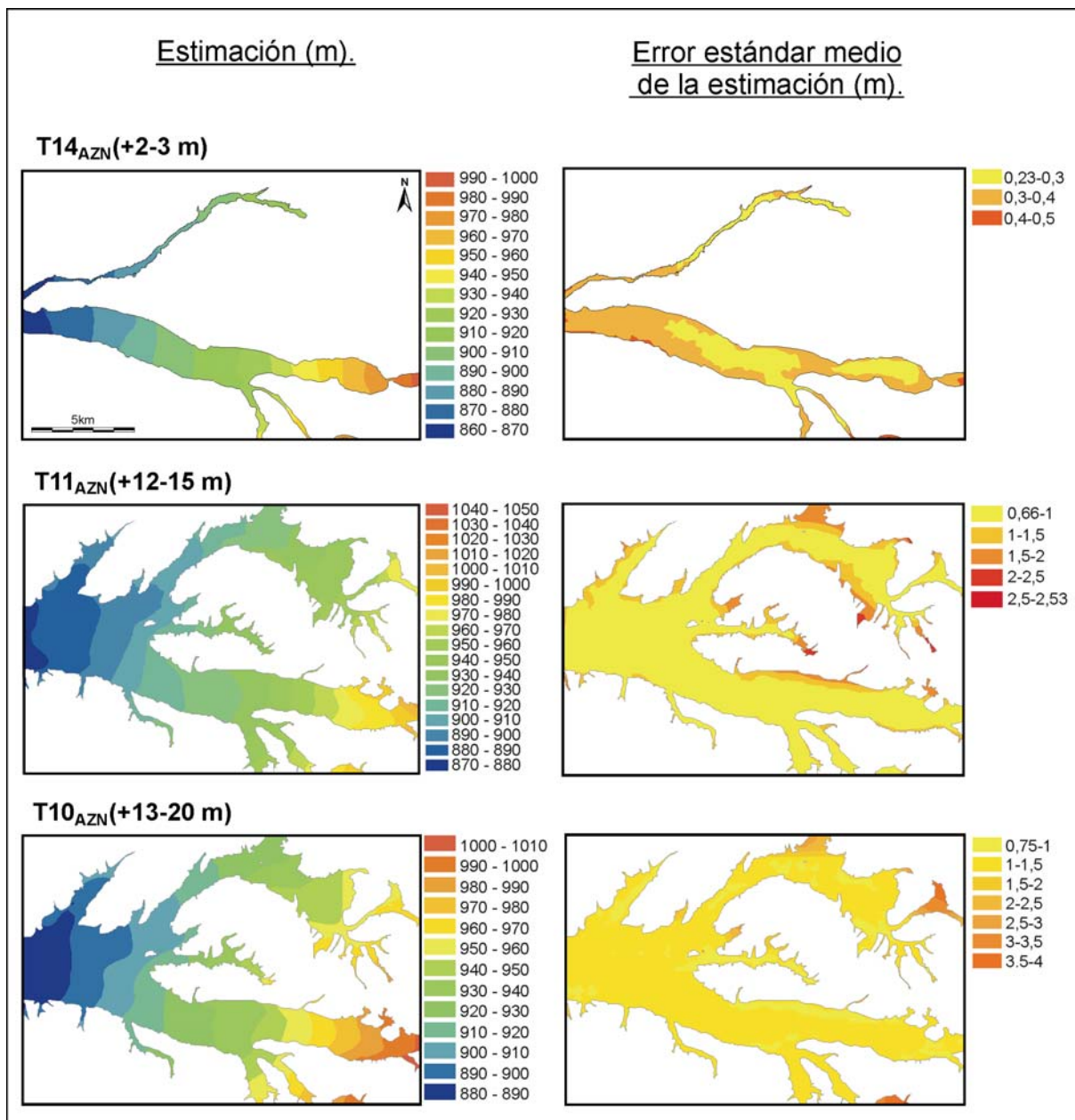


Figura 4.31. Reconstrucción de la superficie aluvial en los niveles morfológicos T14_{AZN} (+2-3 m), T11_{AZN} (+12-15 m) y T10_{AZN} (+13-20 m).

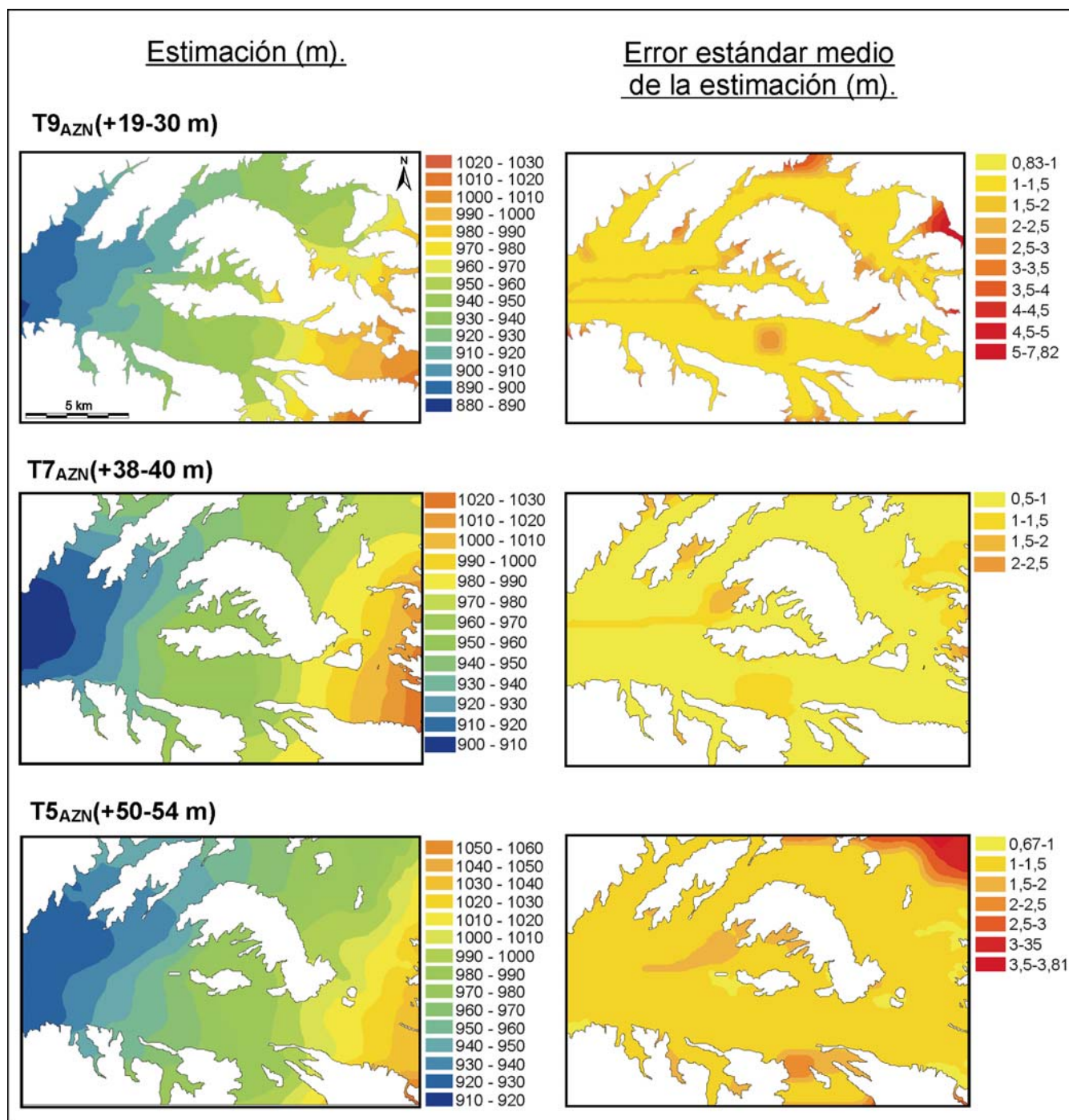


Figura 4.32. Reconstrucción de la superficie aluvial en los niveles morfológicos T9_{AZN} (+10-30 m), T7_{AZN} (+38-40 m) y T5_{AZN} (+50-54 m).

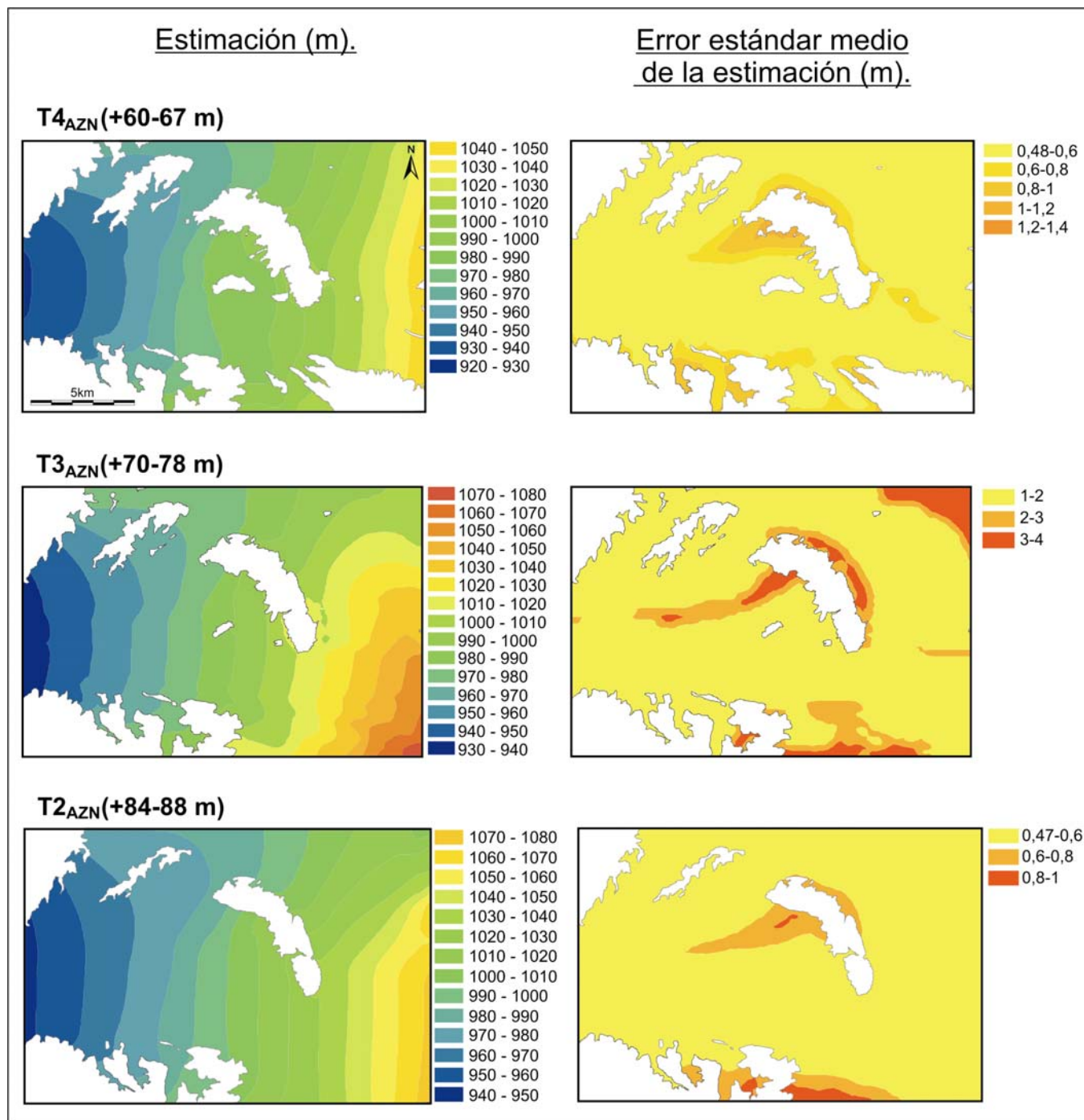


Figura 4.33. Reconstrucción de la superficie aluvial en los niveles morfológicos T4_{AZN} (+60-67 m), T3_{AZN} (+70-78 m) y T2_{AZN} (+84-88 m).

4.3. SUPERFICIES POLIGÉNICAS TERCIARIAS.

Las paleosuperficies más antiguas que se han reconstruido son las superficies poligénicas de génesis terciaria correspondientes a la Superficie Poligénica del Páramo Inferior, la Superficie Poligénica del Páramo Superior y la superficie de erosión SE2.

4.3.1. SUPERFICIE POLIGÉNICA DEL PÁRAMO INFERIOR.

La Superficie Poligénica del Páramo Inferior tiene una representación aceptable en la zona, con las plataformas que bordean los valles del río Arlanzón y el río Vena desde Burgos hasta la Sierra de Atapuerca, y planos de menor entidad localizados al este de la Sierra, donde hay aún se conservan retazos en contacto con el flanco este de la Sierra (Apéndice I.1). Además de los planos conservados de esta morfología, se han incluido en la interpolación los puntos de ruptura observados en los perfiles longitudinales de la Sierra de Atapuerca, que indicaban la presencia de un nivel de base equiparable en cota con esta superficie poligénica (Apartado 4.2.1.3).

En esta reconstrucción también se ha considerado que la Superficie Poligénica del Páramo Inferior y la superficie de erosión SE4 son niveles equivalentes, tal como parecen indicar las relaciones de posición entre ambas superficies que se han descrito en este trabajo y que también han sido señaladas por otros autores en la Cordillera Ibérica y la Cuenca del Duero (Apartado 3.1.1). Aunque en la zona de reconstrucción casi no está presente el arrasamiento SE4, los afloramientos descritos al este y sudeste han sido de gran utilidad para que la interpolación no adoptase valores incongruentes en los bordes del modelo.

La interpolación del plano de la Superficie Poligénica del Páramo Inferior se ha realizado con el método del *kriging* ordinario. Inicialmente se ensayó con otros métodos, como funciones radiales o métodos de tipo *spline*, pero se optó por el primer método dada la facilidad para obtener los parámetros de validación y la distribución espacial de los errores, que permiten tener una idea de la bondad del modelo (Tabla 4.3). Los parámetros estadísticos de validación del modelo dan unos valores aceptables, con valores bajos del error medio y del error medio estandarizado, valores muy similares del ECM y el error medio estándar, y un ECM estandarizado próximo a 0,9 m.

El modelo estimado de la Superficie Poligénica del Páramo Inferior (Figura 4.34) presenta una variación de alturas entre 1072 m al sudeste y 962 m al oeste, definiendo una

altura media de 1001 m. La pendiente media de este plano es de 0,49°, alcanzando 7,2 ° como valor máximo.

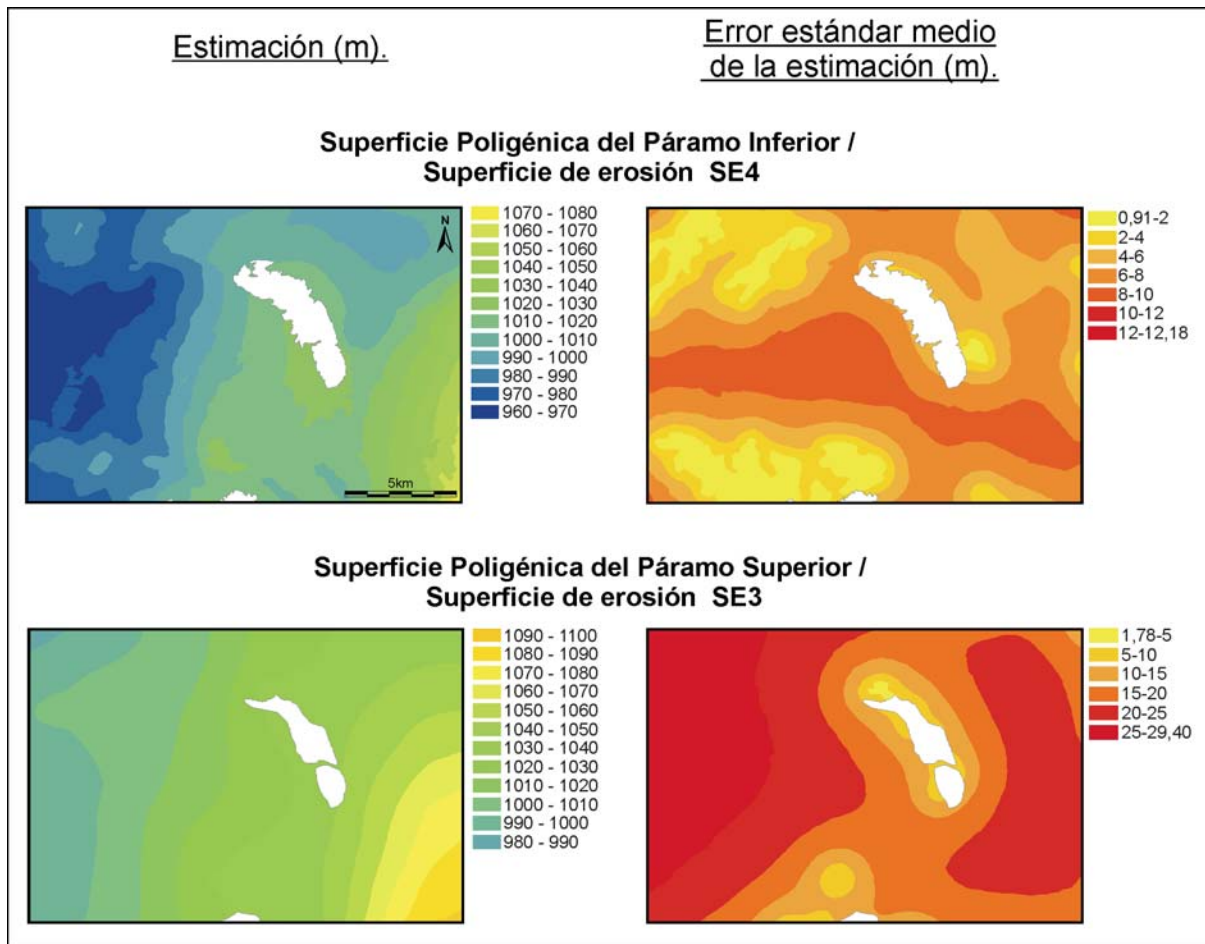


Figura 4.34. Reconstrucción de las superficies poligénicas de los páramos y superficies correlativas.

El enlace del plano de la Superficie Poligénica del Páramo Inferior con el extremo sur de la Sierra de Atapuerca se realiza entre los 1020-1025 m. Hacia el norte la cota de intersección en ambos flancos va descendiendo progresivamente, situándose en los 1020-1015 m en la parte intermedia de la Sierra, y entre los 1005 m y los 1010 m en los puntos más bajos de intersección del extremo norte.

En el ángulo sudeste, las terrazas más altas de esta zona, T2_{AZN} (+84-88 m) y T3_{AZN} (+70-78 m), se sitúan localmente por encima de la Superficie Poligénica del Páramo Inferior y del arrasamiento SE4.

Hacia el oeste del plano interpolado, se pueden diferenciar un valle con un sentido de drenaje que se asimila al trazado actual de la zona de unión de los valles del río Vena y el río Arlanzón. Esta depresión o valle se encuentra mejor definido hacia el norte, en la posición que actualmente ocupa el río Vena, donde llega a prolongarse hasta el extremo norte de la Sierra. Entre el Alto de Revildago y la Sierra de Atapuerca el plano interpolado presenta una cuerda o divisoria que separa el valle descrito de otra depresión situada al este, la cual coincide en líneas generales con el actual valle del río Arlanzón. Esta divisoria quizás sólo sea un efecto de la interpolación, y posiblemente ambas depresiones hubieran estado unidas formando las directrices generales que daría lugar a la formación del valle del río Arlanzón. También se distinguen otros valles que coinciden a grandes rasgos con el actual valle del río Hurones, y hacia el sur con el arroyo Linares/arroyo de la Pasaderilla.

La superficie interpolada también presenta numerosas zonas planas y endorreicas, que aunque son fruto de la distribución heterogénea de los datos, no obstante sería razonable pensar en la existencia de depresiones cerradas o dolinas durante esta etapa, favorecidas por la acción de los procesos kársticos sobre un terreno caracterizado por topografías llanas y sustratos calizos.

4.3.2. SUPERFICIE POLIGÉNICA DEL PÁRAMO SUPERIOR.

Ante la ausencia de retazos de esta superficie en la zona de reconstrucción ha sido necesario recurrir a la topografía conservada de la Superficie Poligénica del Páramo Superior en otras zonas de la Cuenca del Duero (Carcedo de Burgos, Puerto de la Brújula, Iglesias, Quintanilla de Jomúño y Yudego). Estos planos han sido cartografiados sobre una imagen de Satélite IRIS de 5m de resolución espacial cedida por la Junta de Castilla y León y la topografía ha sido extraída de los mapas 1:10.000 elaborados por este mismo organismo (5 m de equidistancia) y de los mapas 1:25.000 del CNIG (10 m de equidistancia).

Una primera aproximación en la reconstrucción de la Superficie Poligénica del Páramo Superior, realizada únicamente con los retazos mencionados, ha arrojado un plano general que intercepta con la Sierra de Atapuerca a los 1030-1033 m en el sudeste, perdiendo altura hacia el noroeste, donde la intersección oscila en torno a los 1027 m. Estas alturas coinciden, de forma representativa, con los retazos conservados de la superficie de erosión SE3, de modo que enrasa con rellano donde se sitúa Cueva Mayor (1032 m) y se encaja ligeramente del orden de 3-8 m en la superficie de erosión SE3 localizada en el extremo norte de la Sierra, cuyo borde oscila entre los 1030-1035 m.

Esta relación de cotas, que apunta hacia una relación de posición entre ambas formas, también ha sido observada en algunas de las restantes zonas analizadas y, a su vez, es mencionada por diversos autores en otras zonas de la Cordillera Ibérica y la Cuenca del Duero (Apartado 3.1.1.1). Tal asociación, también se puede inferir de algunas de los saltos que presentan los perfiles longitudinales de los arroyos que drenan la Sierra de Atapuerca. Estos saltos, que delimitan tramos cóncavos, indican la presencia de un único nivel de base a 1030-1040 m, situado entre la Superficie Poligénica del Páramo Inferior y el arrasamiento SE2. Si ambas formas, Superficie Poligénica del Páramo Superior y arrasamiento SE3, ocuparan una posición distinta, también sería de esperar que hubieran constituido niveles de base distintos y estos se hubieran reflejado en alguno de los perfiles longitudinales, ya que en conjunto, el análisis de estos perfiles ha permitido reconocer la mayoría de los eventos morfológicos (Apartado 4.1.2.3). Este mismo razonamiento sería igualmente aplicable al arrasamiento SE4 y la Superficie Poligénica del Páramo Inferior.

Ya que estos indicios parecen sugerir la correlación entre ambas superficies, se ha decidido realizar un segundo modelo de reconstrucción donde se incluye la topografía de la superficie de erosión SE3 en la Sierra y zonas periféricas cercanas (borde norte y oeste de la Sierra de la Demanda, Sierra de Ubierna y Sierra de Santa Casilda), así como los puntos de ruptura obtenidos del análisis de los perfiles longitudinales de la red de drenaje de la Sierra de Atapuerca relacionados con la superficie de erosión SE3.

En el primer modelo, también se ha distinguido una circunstancia que contradice a las observaciones realizadas durante el análisis geomorfológico. La tendencia que presentan los planos de la Superficie Poligénica del Páramo Superior en la zona de Carcedo de Burgos, definen una caída de esta morfología desde los 1030 m al sur hasta los 1015-1010 m en posiciones localizadas más al norte. Esta pérdida de altura y la ausencia de más datos cercanos produce que, continuando con esta tendencia descendente, la superficie interpolada de la Superficie Poligénica del Páramo Superior se sitúe en una posición más baja que la Superficie Poligénica del Páramo Inferior actualmente conservada en las cercanías del Alto de Revildago, donde tiene una cota máxima de 1026 m.

En la elaboración del segundo modelo y basado en las observaciones de campo, se ha considerado que la Superficie Poligénica del Páramo Superior siempre ha ocupado una posición más elevada a la Superficie Poligénica del Páramo Inferior. Para cumplir esta condición de partida y corregir esta supuesta anomalía observada, se ha sumado a la topografía más elevada de esta zona (1026 m), una altura equivalente a la potencia que presenta el ciclo sedimentario del Páramo Superior en la posición más cercana, medida en 10 m. De esta forma, en la interpolación se ha considerado que en esta posición, la Superficie Poligénica del Páramo Superior presentaría una altura de 1036 m.

Atendiendo a esta condición y a los datos introducidos, se ha realizado la interpolación del segundo modelo con el método del *kriging* ordinario, que arroja unos parámetros de validación peores que en el caso de la Superficie del Páramo Inferior (Tabla 4.3), a causa de la distribución enormemente dispersa y escasa de los datos, que ha derivado en la interpolación de una superficie que sólo refleja tendencias regionales (Figura 34), y con unos errores estándar medios muy elevados.

El plano reconstruido en este segundo modelo presenta una altura media de 1027 m, distribuida entre los 1092 m que alcanza en el ángulo sudeste y los 992 m del borde oeste, definiendo una pendiente media de 0,26 ° hacia el este. Los valores máximos de pendientes alcanzan los 8 °, asociado a la superficie de erosión SE3 de la Sierra de Atapuerca.

En el extremo sur de la Sierra de Atapuerca, el plano reconstruido en este segundo modelo corta el relieve sobre elevado de la Sierra de Atapuerca a unas alturas de 1033-1040 m, decreciendo hasta los 1032-1035 m en la parte intermedia, mientras que en el extremo norte el plano tiene la cota que presenta el borde del arrasamiento SE3 en esta zona (1030-1035 m).

En la posición que actualmente ocupa el Valle de la Hoyada, cabecera del río Pico, la intersección entre el plano y la Sierra tiene lugar a alturas de 1035-1037, que sobrepasan la altura máxima del fondo actual de este valle (1030 m). Esta circunstancia indica la existencia de un valle en esta posición durante la formación de la Superficie Poligénica del Páramo Superior, como ya se puso de manifiesto en el análisis del perfil longitudinal del Valle de las Orquídeas. Este valle sería uno de los colectores de la superficie de erosión SE3 en la Sierra, que drenaría hacia el este, conectando con la unidad sedimentaria del páramo superior a su salida de la Sierra.

4.3.3. SUPERFICIE DE EROSIÓN SE2.

La interpolación del plano de la superficie de erosión SE2 se ha realizado a partir de los reducidos retazos que este arrasamiento conserva en la Sierra de Atapuerca. Aunque en el Apartado 3.1.1.2.3.1 se realizó una interpolación para obtener el mapa de isohipsas del plano que forman de este arrasamiento y sus sediplanos correlativos, en esta ocasión, la extensión de la interpolación se ha limitando no más allá de la Sierra de Atapuerca, ya que con la interpolación de este plano se realizará una simulación del paisaje en la Sierra de Atapuerca durante la elaboración final de la superficie de erosión SE2 (Apartado 4.5). El método empleado para la interpolación ha sido también el del *kriging* ordinario, que ha arrojado unos

parámetros de validación entre los que cabe destacar los valores del ECM, del error medio estándar y del ECM estandarizado, que indican que en la elección del modelo de *kriging* ordinario se ha producido una sobre estimación de la variabilidad estadística de los datos (Tabla 4.3). Sin embargo, no se ha conseguido mejorar estos estadísticos evitando valores ilógicos en la estimación.

4.4. EVOLUCIÓN DE LAS LADERAS Y VERTIENTES.

Una vez se han simulado las paleosuperficies creadas por la acción de los ríos y arroyos, la reconstrucción de los relieves pasados debe ir acompañada de un análisis de la evolución de las laderas y vertientes que permita estimar el papel que otros procesos geomorfológicos han desempeñado en el modelado del relieve.

En la zona que es objeto de reconstrucción no se han encontrado indicios que permitan cuantificar el retroceso de laderas de forma adecuada, no obstante, las relaciones geométricas entre morfologías si nos dan una aproximación del grado de retroceso experimentado por las laderas y su repercusión en la configuración del paisaje.

Una primera relación de interés en la evolución de las vertientes se circunscribe al contacto de la Sierra de Atapuerca con los materiales neógenos (Figura 3.19). El contacto de los materiales neógenos con la Sierra de Atapuerca limita la evolución de las laderas de la Sierra en un estrecho rango espacial comprendido entre la muy improbable verticalidad y la posición actual que ocupan las laderas. El ámbito temporal para este limitado retroceso teórico se situaría entre la actualidad y la sedimentación de los depósitos neógenos, que tienen su término más reciente en las Calizas del Páramo Inferior, de edad Vallesiense (Figura 3.19). Sin embargo, este ámbito temporal se reduce si consideráramos la edad de la superficie poligénica formada sobre estas calizas, que podría situarse en el límite Plioceno-Cuaternario (Apartado 3.1.2.1.2).

Los valores máximos de retroceso de laderas que sugieren estos contactos, se ven menguados drásticamente si consideramos las relaciones de las superficies de erosión en la Sierra de Atapuerca. El ejemplo más significativo es la correlación realizada entre el arrasamiento SE2 de la Sierra de Atapuerca y su sediplano correlativo (Apartado 3.1.1.2.2.2, Figura 3.6), que adquiere una posición muy cercana a la topografía actual de las laderas de la Sierra, con diferencias máximas entre los 70 m y los 5 m que informan sobre el bajo grado de evolución de las laderas de la Sierra en periodos temporales que rondan los 13 Ma. De estas

relaciones, por consiguiente, se pueden extraer unos valores de retroceso máximo entre 0,0053 mm/a y 0,000384 mm/a.

Frente a estos retrocesos tan bajos de estas laderas, situadas en los interfluvios de los pequeños valles de la Sierra, podría suponerse que la evolución de las laderas ha sido mucho mayor en las vertientes de estos valles, sin embargo el contacto de depósitos cuaternarios con las laderas de la Sierra, como ocurre con los depósitos descritos en el Valle de Cueva Mayor y los sedimentos del Valle de Elefante, también indican un funcionamiento muy limitado de las vertientes de los valles, que parecen mantener una morfología semejante en sus vertientes desde épocas bastante remotas. Este bajo grado de retroceso está en consonancia con la escasa evolución vertical observada en los perfiles longitudinales de los valles de la Sierra de Atapuerca, que conservan en su trazado tramos formados en relación, incluso, con niveles de base terciarios (Superficie Poligénica del Páramo Inferior, superficie de erosión SE3 y superficie de erosión SE2).

En los materiales neógenos que rodean a la Sierra de Atapuerca se observan circunstancias similares. La posición que actualmente ocupan las terrazas del río Arlanzón y el río Vena, deja un intervalo bastante escaso para el retroceso de las laderas (Figura 3.39), y al igual que en la Sierra de Atapuerca, buena parte de los ríos y arroyos analizados, aunque de igual o mayor entidad que la red de drenaje de la Sierra, también conservan en su perfil longitudinal tramos antiguos relacionados con los sucesivos cambios en el nivel de base. Incluso el río Vena, que es el afluente del río Arlanzón con mayor entidad en la zona, tiene un perfil longitudinal escalonado generado por los descensos del nivel de base.

Todas estas relaciones sugieren que la evolución del relieve, al menos durante el Cuaternario, ha estado relacionada con la actividad fluvial del río Arlanzón, caracterizada por una incisión progresiva de los niveles de base, frente a la cual han respondido el resto de cursos fluviales con escasa eficacia. En general, la respuesta de las laderas y vertientes frente a esta incisión ha sido igualmente exigua, generándose más áreas de ladera en las zonas asociadas a la incisión fluvial y sin variaciones significativas a la escala de trabajo en las laderas ya existentes.

Atendiendo a estas relaciones, la variación en la topografía del paisaje producida por los procesos gravitacionales y otros procesos operantes en las laderas puede considerarse poco significativa frente a la incisión fluvial, que ha sido el principal agente externo cuaternario responsable del modelado del paisaje. Para tratar de contrastar esta circunstancia, deducida a partir de las observaciones cartográficas y de campo, se ha decidido aplicar algunos modelos de denudación matemático que simulan los procesos kársticos (Kaufmann y Braun, 2001) y de ladera (Kooi y Beaumont., 1994, Bogaart, 2003). Estos modelos presentan numerosas

limitaciones en el momento de su aplicación a los modelos de una porción de terreno real, ya que resulta, cuando menos imposible, poder definir con exactitud los parámetros que controlan el desarrollo del modelo. El hecho de aplicar estos modelos con carácter retrospectivo agrava, si cabe, aún más esta situación y añade una nueva traba asociada a la coyuntura de que la formación del relieve actual es el resultado de la acción de los agentes externos sobre relieves anteriores. Este último escollo quedaría levemente amortiguado si consideráramos la acción de los procesos como un efecto continuo y en breves intervalos temporales. Teniendo muy presentes estas limitaciones se ha decidido ensayar estos modelos en la Sierra de Atapuerca y sus alrededores para añadir un nuevo elemento de contraste acerca de la evolución de las laderas y vertientes, así como poner a prueba la fiabilidad de estos desarrollos matemáticos en modelos reales.

El modelo de denudación kárstica, extraído del trabajo de Kaufmann y Braun (2001), se basa en la ecuación de denudación kárstica propuesta por Dreybrodt (1988):

$$(1) \quad DR = [Ca_{eq}^{2+}] (P - E) \cdot \frac{100}{\rho}$$

, donde DR es la tasa de denudación kárstica, P es la precipitación (mm/año), E es la evapotranspiración (mm/año), ρ es la densidad de la calcita (kg/m^3) y $[Ca_{eq}^{2+}]$ es la concentración de calcio en equilibrio (mol/L), que a su vez bien dada por la expresión:

$$(2) \quad [Ca_{eq}^{2+}] = \left(P_{CO_2} \frac{K_1 K_2 K_H}{4 K_2 \gamma_{Ca} \gamma_{HCO_3}} \right)^{1/3}$$

, determinada por los parámetros K_1 , K_2 y K_H (mol/L), que son coeficientes de balance de masas determinados experimentalmente y están controlados por la temperatura (T) y la actividad iónica (I) (Dreybrodt, 1988); γ_{Ca} y γ_{HCO_3} son, respectivamente, los coeficientes de actividad iónica del calcio y el bicarbonato, y P_{CO_2} , que es la presión de CO_2 en el medio (atm).

A partir de estas ecuaciones (1 y 2), Kaufmann y Braun (2001), desarrollan un modelo aplicado a la evolución de un paisaje kárstico simulado en un MDE matricial. En este modelo extienden los valores de precipitación a valores de caudal, de forma que considerando el modelo del relieve como un modelo matricial compuesto por celdillas, el caudal q_i (m^3/s) en una determinada celda i , quedará expresado como:

$$q_i = q_i'' + v_i A_i$$

, donde q_i'' es el caudal que descarga en la celda procedente de aguas arriba, v_i es la precipitación neta en la celda (m/s), considerada como la precipitación menos la evapotranspiración en la celda i , y A_i es el área de dicha celda en m^2 .

A partir de los valores de caudal y en función de las ecuaciones 1 y 2, Kaufmann y Braun (2001), determinan que las variaciones en la topografía en una determinada celda i , quedaría expresada como:

$$\left(\frac{dh_i}{dt} \right) = 10^{-3} K_C \frac{q_i}{A_i}$$

En esta ecuación el único parámetro nuevo es K_C , considerado como una constante de disolución kárstica, de carácter adimensional, que viene dada por la ecuación:

$$K_C = 40 \cdot 10^3 \frac{[Ca_{eq}^{2+}]}{\rho}$$

Este modelo de denudación por disolución kárstica de la superficie, se ha aplicado al relieve calcáreo de la Sierra de Atapuerca y de las calizas terciarias, representado por el MDE10, en 1000 pasos de 1000 años cada uno, hasta completar un millón de años, generando una información de 11 Gb en el proceso total. Los parámetros del modelo han sido similares a los utilizados por Kaufmann y Braun (2001), seleccionando condiciones poco favorables para la disolución kárstica de la superficie del terreno, con temperaturas de 10 °C y P_{CO_2} de $10^{-3,5}$ atm (Tabla 4.4).

v_i	Precipitación neta	200 mm/año
ρ	Densidad de la Calcita	2700 kg/m ³
T	Temperatura	10°C
P_{CO_2}	Presión de CO ₂	$10^{-3,5}$
I	Actividad iónica	0,1
A_i	Área de la celda	100 m ²

Tabla 4.4. Parámetros seleccionados para el desarrollo del modelo de denudación kárstica.

A estas condiciones, la ecuación (1) predice unas tasas de denudación inferiores a los 63 mm/ka (para precipitaciones anuales inferiores a 3000mm) (Figura 4.35), que están dentro del orden de magnitud de los valores medidos por varios autores y recopilados por Jennings (1971, 1985). Las medidas realizadas a partir de pedestales protegidos por bloques erráticos dan valores que se sitúan entre los 15 y 42 mm/ka, mientras que las estimaciones realizadas con medidas de microerosión (MEM) arrojan tasas que, en general, oscilan entre los 5 mm/ka y los 29 mm/ka para superficies rocosas descubiertas (Jennings, 1971, 1985), cuyos valores más bajos, son similares a los máximos obtenidos a partir de la relación entre el arrasamiento SE2 y su sediplano (0,38-5,3 mm/ka).

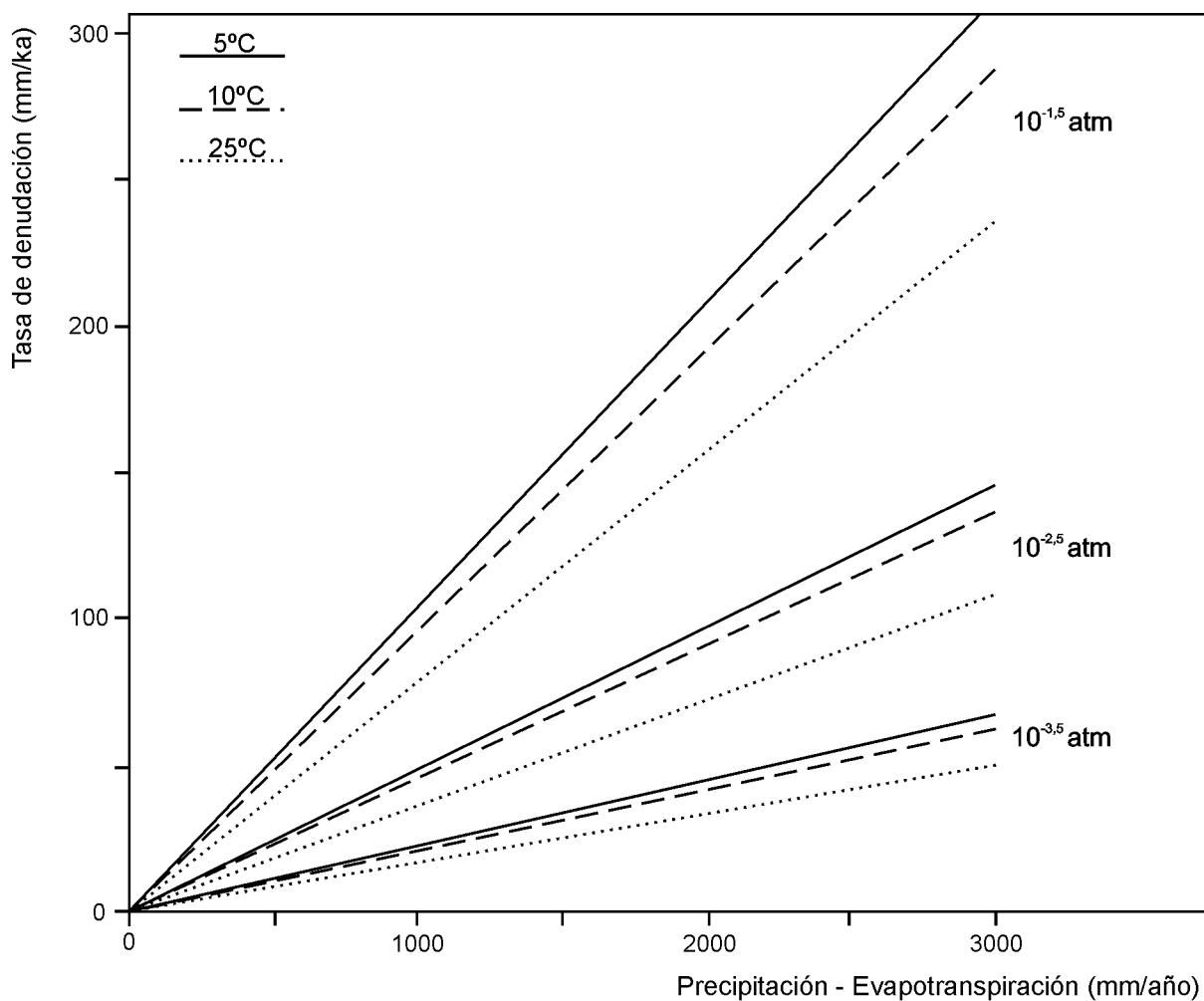


Figura 4.35. Expresión gráfica de la tasa de denudación kárstica según la formulación propuesta por Dreybrodt (1988), ecuación 1.

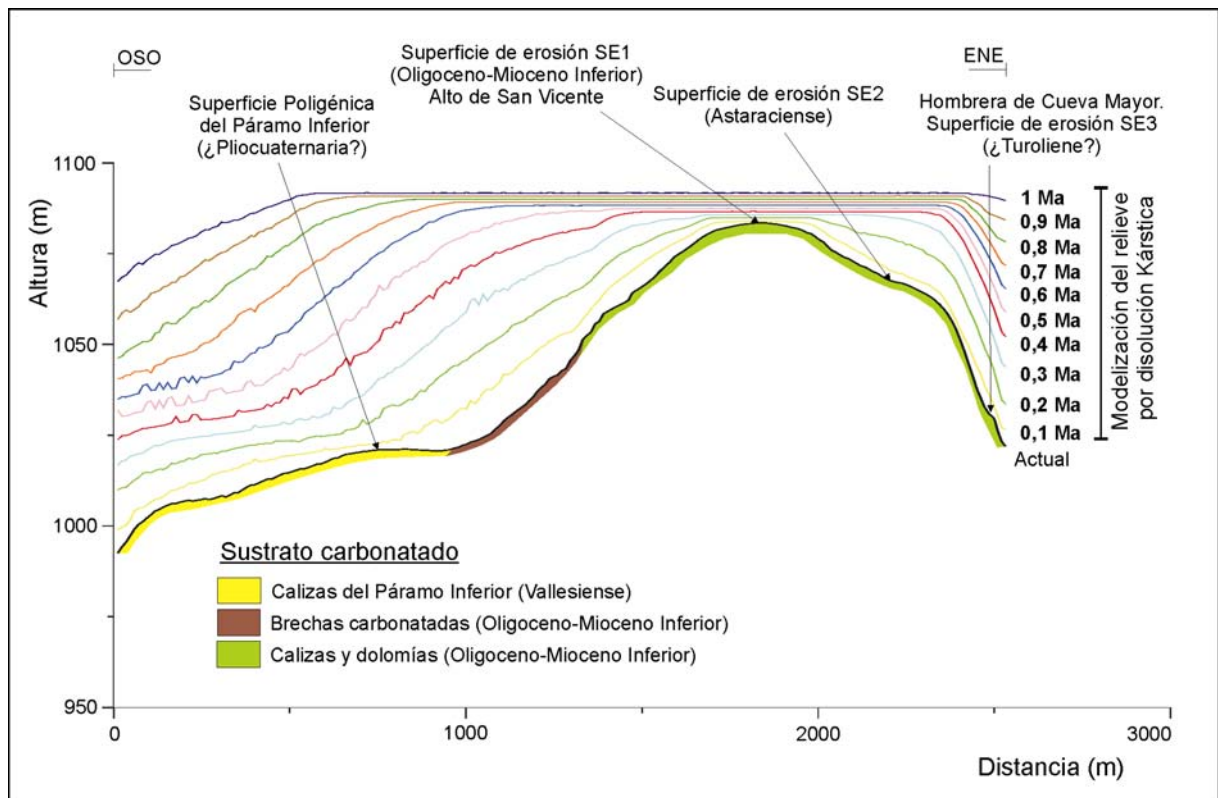


Figura 4.36. Resultados de la reconstrucción del relieve por denudación kárstica sintetizado en un corte transversal a la Sierra de Atapuerca por el Alto de San Vicente.

El resultado de esta simulación teórica, simplificado en un corte transversal a la Sierra de Atapuerca en su extremo sur (Figura 4.36), sobre estima de forma clara la paleotopografía de la Sierra. Los sucesivos relieves llegan a eliminar morfologías de desarrollo bastante más antiguo, como pueden ser la superficie de erosión SE2 y SE3, generando relaciones incongruentes, como en el caso de la Superficie Poligénica del Páramo Inferior y la superficie de erosión SE1. Tal respuesta se incrementa en las zonas de mayor caudal, como son los valles, donde los niveles observados en los perfiles longitudinales y los sedimentos descritos en el Valle de Cueva Mayor y el Valle de Elefante, son superados y cubiertos por los relieves de edad más reciente que genera este modelo. Por lo tanto, aunque se han elegido parámetros poco favorables para la disolución kárstica y se ha reducido notablemente la precipitación utilizada por Kaufmann y Braun (2001), el modelo pronostica unos relieves sobredimensionados e incoherentes con la evolución geomorfológica y geológica de esta región.

Al margen de la imposibilidad de definir con certidumbre los parámetros iniciales y el hecho de aplicar la simulación con carácter retrospectivo, la nula correspondencia entre el

relieve que pronostica el modelo y las morfologías conservadas en la región parece estar influida también por el tratamiento de la precipitación y el caudal, que concentra todo el valor anual en un único evento, y por el intervalo temporal entre cada paso, que contra más reducido fuera, probablemente la simulación arrojará resultados algo más lógicos.

A parte del modelo de disolución kárstica, también se ha ensayado un modelo de evolución de las laderas desarrollado en términos de difusividad. En este tipo de modelos, los procesos de ladera son simulados por medio de una difusión lineal pendiente abajo del volumen de material (Andrews y Buckman, 1987; Anderson y Humphrey, 1990; Howard, 1995; Tucker y Bras, 1998). La difusión representaría los efectos acumulativos de los procesos de ladera, considerando que, a escalas temporales amplias, estos procesos pueden considerarse como un fenómeno continuo que es proporcional al gradiente topográfico local (Kooi y Beaumont, 1994). Según la ecuación del transporte por difusión:

$$q_s = -K_s \nabla h$$

, el flujo de material pendiente abajo (q_s) está relacionado con la pendiente local (∇h) y una constante de difusión ($-K_s$) propia de cada litología, que depende de la profundidad del regolito y de su velocidad o tasa de movimiento pendiente abajo (Kooi y Beaumont, 1994; Boggart, 2003). Si se combina esta ecuación con la ecuación de la continuidad (Kooi y Beaumont, 1994), se obtiene que la tasa de cambio de la topografía respecto al tiempo (dh/dt), es proporcional a la segunda derivada de la topografía ($\nabla^2 h$), que no es sino la curvatura la terreno, esto es:

$$\frac{dh}{dt} = K_s \nabla^2 h$$

Al igual que en el caso del modelo de disolución kárstica, este modelo se ha desarrollado en pasos de 1000 años. Los datos introducidos corresponden a la curvatura medida según la línea de máxima pendiente o curvatura *profile*, que queda expresada en unidades de m^{-1} , y a la distribución espacial de la constante de difusividad, con valores de $K_s = 0,02 \text{ m}^2/\text{año}$ para los niveles más resistentes (calizas mesozoicas y calizas terciarias) y $K_s = 0,5 \text{ m}^2/\text{año}$ para el resto de materiales, en consonancia con los valores propuestos por Kooi y Beaumont (1994).

Sin embargo, pese a la baja constante de difusividad asignada a las calizas mesozoicas y terciarias, la aplicación del modelo se dispara durante los primeros pasos en las zonas más

escarpadas, dando lugar a topografías que llegan a superar incluso a los planos a cuyo pie se desarrollan estos escarpes.

Como era de suponer a causa de sus limitaciones, estos modelos no han resultado adecuados para complementar la información que suministra el análisis morfológico y geológico sobre la evolución del relieve, y su utilización sólo ha aportado un indicio más acerca de la baja tasa de retroceso que han sufrido las laderas y vertientes de la zona analizada, cuya evolución más significativa parece haberse ceñido principalmente en asociación con la incisión fluvial.

4.5. EL RELIEVE DURANTE EL NEÓGENO Y EL CUATERNARIO.

Una vez reconstruidos los niveles fluviales tridimensionales y atendiendo a las razones expuestas anteriormente, que indican que las laderas han mantenido posiciones semejantes a las actuales y no han sufrido un retroceso significativo que pudiera implicar variaciones sustanciales en el relieve del paisaje, se ha optado por utilizar la topografía actual para articular el área entre los valles y las morfologías de génesis anterior. Este mismo procedimiento también ha sido utilizado en alguno de los escasos trabajos anteriores sobre reconstrucción de paleopaisajes (Leverington *et al.*, 2002), cuando la variación del relieve en las laderas de articulación no era significativa respecto a la variación global del relieve en el paisaje.

Para realizar este proceso ha sido necesario realizar únicamente una superposición lógica entre los niveles reconstruidos y el modelo digital del terreno actual, en la que se ha sustituido el relieve de MDE actual que quedaba por debajo del nivel reconstruido, por la topografía del mencionado nivel.

Las paleotopografías resultantes coetáneas con las terrazas fluviales se muestran en las Figuras 4.37-4.45, mediante una perspectiva iluminada del modelo digital y un anaglifo de un modelo de sombreado del relieve. En estos modelos no se han incluido las esquinas NO, SO y NE, puesto que los valles que ocupan estas zonas no drenan al río Arlanzón dentro de la región considerada y no han sido reconstruidos.

Como ya se adelantó en el Apartado 4.2.2.2, el desarrollo del modelo de denudación aplicado implica que los fondos aluviales van adquiriendo un desarrollo cada vez más importante en los sucesivos modelos. Esta amplitud tiene su mayor exponente al este de la

Sierra de Atapuerca en el caso de los niveles fluviales superiores. En esta zona no se han descrito morfologías caja que delimiten los planos aluviales superiores, ya que el único nivel presente, formado por la Superficie Poligénica del Páramo Inferior, parece situarse en una posición inferior al menos de la terraza $T2_{AZN}$ (+84-88 m) y localmente de $T3_{AZN}$ (+70-78 m). Este hecho, ya mencionado en las observaciones de campo y en la reconstrucción de los perfiles, no se produce aguas abajo de la Sierra de Atapuerca, donde todas las terrazas se encajan en dicha superficie poligénica. Por tanto, a priori, la morfología caja que podría haber formado los bordes de estos niveles fluviales habría que buscarla en la Superficie Poligénica del Páramo Superior o los arrasamientos intraterciarios. Puesto que estas superficies poligénicas no están conservadas en esta zona no se ha podido determinar si existieron durante la sedimentación de estas terrazas o no, por lo que se ha decidido construir el modelo suponiendo que el área al este de la Sierra estaba ocupada por amplias llanuras aluviales que se extendían hasta fuera de la zona considerada, donde delimitarían con la Superficie Poligénica del Páramo Superior o los arrasamientos intraterciarios.

En estos modelos también se puede observar que con anterioridad a la etapa $T10_{AZN}$ (+13-20 m), el río Pico posiblemente drenara al río Vena en la actual zona de confluencia del arroyo de Novillas. La configuración actual posiblemente se alcanzara en la etapa posterior ($T11_{AZN}$, +12-15 m), por la acción remontante de alguno de los arroyos del valle del Arlanzón que capturaría al río Pico.

Otros hechos ya mencionados en la reconstrucción bidimensional también se observan en los modelos tridimensionales, como la relación entre el plano estructural de El Alto y los niveles de terraza $T2_{AZN}$ (+84-88 m) y $T3_{AZN}$ (+70-78 m). La terraza $T2_{AZN}$ sobrepasa holgadamente la topografía actual de este plano, mientras que la terraza $T3_{AZN}$ se encuentra ligeramente encajada en este plano.

A la hora de la utilización de estos modelos es importante considerar el objetivo de uso y el área concreta a utilizar. La fiabilidad de los modelos viene determinada fuertemente por la presencia de las reconstrucciones bidimensionales, y como ya se mencionó, en algunas de las etapas ciertos valles sólo representan una estimación media respecto a los valles de alrededores ya que la falta de morfologías no permitió realizar la reconstrucción de los perfiles longitudinales en estos valles. Si por ejemplo consideráramos unidades del terreno generales, estas zonas pueden quedar suficientemente explicadas topográficamente, mientras si se utilizaran para realizar estimaciones más particulares la precisión podría no ser suficiente. Las zonas más problemáticas son los valles del río Hurones a partir del nivel $T9_{AZN}$ (+19-30 m), del arroyo de Linares a partir del nivel $T4_{AZN}$ (+60-67 m), del arroyo de Salgüero en los niveles $T4_{AZN}$ (+60-67 m), $T5_{AZN}$ (+50-54 m) y $T13_{AZN}$ (+18-20 m) y el río Cueva en los niveles $T11_{AZN}$ (+12-15 m), $T10_{AZN}$ (+13-20 m) $T7_{AZN}$ (+38-40 m), $T4_{AZN}$ (+60-67 m) y

T5_{AZN} (+50-54 m). Como se puede apreciar, la mayoría de estas zonas se sitúan en zonas laterales de la zona de reconstrucción, que han sido modelizadas para contextualizar el resto del territorio. Por contra, las áreas centrales, quedan explicadas con mayor detalle gracias a los análisis realizados en el valle del río Vena, del río Pico y sobre todo del río Arlanzón, que constituye el eje fundamental que ha controlado la disección del relieve.

La reconstrucción de las paleotopografías de las superficies poligénicas se muestran en las Figuras 4.46 y 4.47. En la Figura 4.46 se muestra el relieve durante la formación de la Superficie Poligénica del Páramo Inferior y el arrasamiento SE4, mientras que la Figura 4.47 corresponde a la Superficie Poligénica del Páramo Superior y el arrasamiento SE3. La técnica utilizada ha sido la misma que en el caso de los niveles fluviales, consistente en una superposición lógica del MDE actual y los modelos digitales reconstruidos. En ambos casos los relieves que destacan sobre los planos corresponden a la Sierra de Atapuerca y el relieve de materiales mesozoicos de Cuevas de San Clemente, al sur.

Para la reconstrucción de la topografía en la Sierra de Atapuerca durante la finalización de la superficie de erosión SE2 se ha empleado un procedimiento sencillo que simula el paisaje antes del impulso tectónico que elevó la Sierra, basado en la morfología teórica del plano sedimentario correlativo, en el plano interpolado del arrasamiento SE2 en la Sierra y en la cuantificación que se ha estimado para este impulso tectónico.

Como ya se describió, el análisis geomorfológico realizado en la región nororiental de la Cuenca del Duero y en su enlace con los relieves montañosos de la Cordillera Cantábrica y la Cordillera Ibérica, indica que el sediplano correlativo de la superficie de erosión SE2 lo constituye el techo sedimentario de los depósitos detríticos astaracienses (UTS 2). En los alrededores de la Sierra este techo sedimentario está representado por las calizas micríticas, de espesor métrico, con que culmina la facies Tierra de Campos y sobre las cuales se ha formado la Plataforma estructural de Villalval-Rubena. Los planos de la plataforma estructural y de los estratos de las calizas están inclinados ascendentemente en su contacto con la Sierra, con buzamientos máximos de 7°. La correlación entre el plano de estas calizas conservada en la plataforma estructural y los retazos de la superficie de erosión SE2 ha permitido estimar el impulso tectónico de la Sierra en un valor máximo de 74 m (Figura 3.6).

Puesto que los sedimentos correlativos a la finalización de la superficie son calizas de origen lacustre es factible considerar que el plano sedimentario de estas calizas sería un plano horizontal, cubierto por una lámina de agua de no demasiada profundidad. La simulación de la topografía de la Sierra en esta época consistiría, por tanto, en restituir a la horizontalidad los estratos de estas calizas, en función del incremento de altura experimentado por la Sierra durante el impulso tectónico.

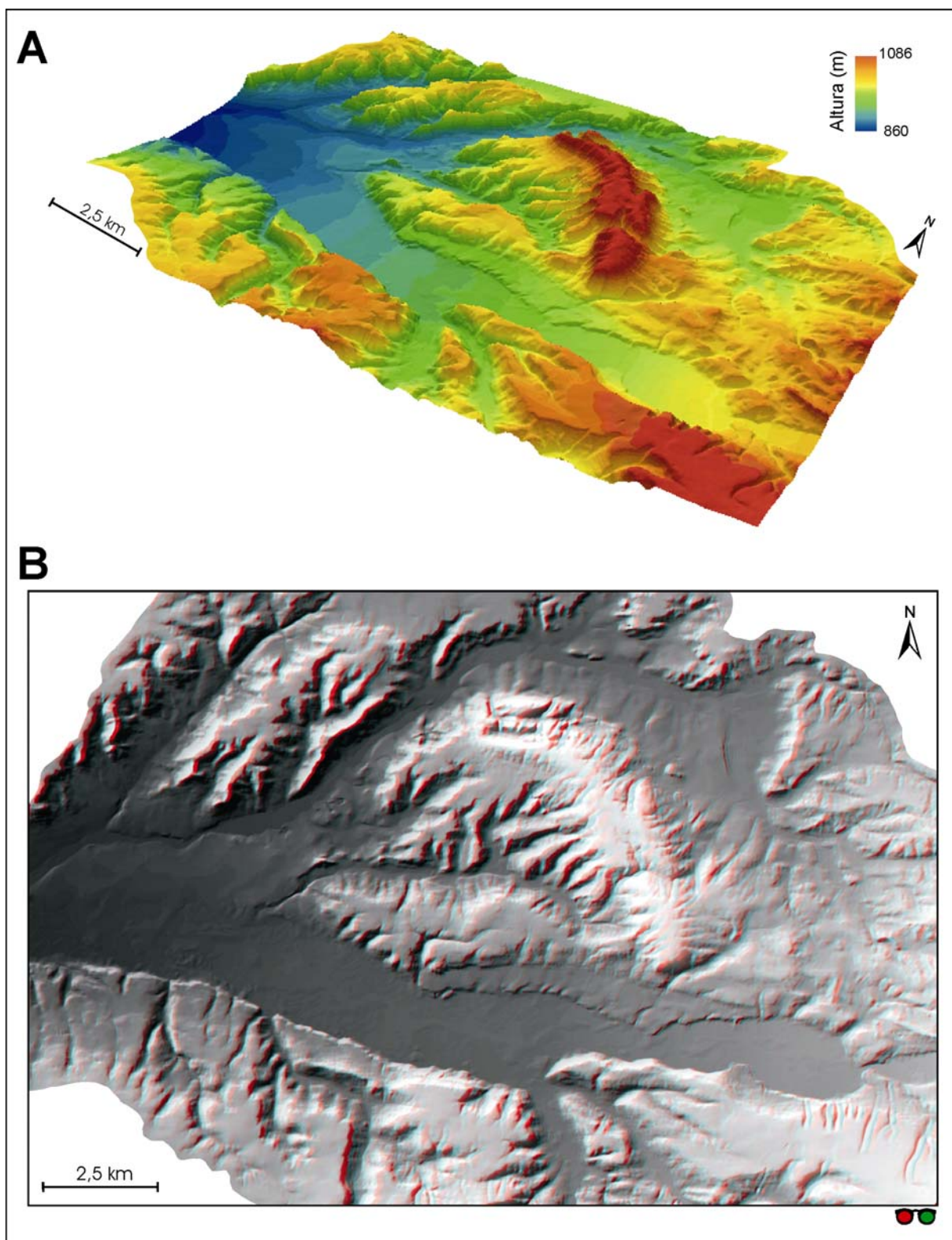


Figura 4.37. Estimación del relieve durante el nivel morfológico T14_{AZN} (+2-3 m). A) Perspectiva tridimensional. B) Anaglifo del modelo de sombreado iluminado.

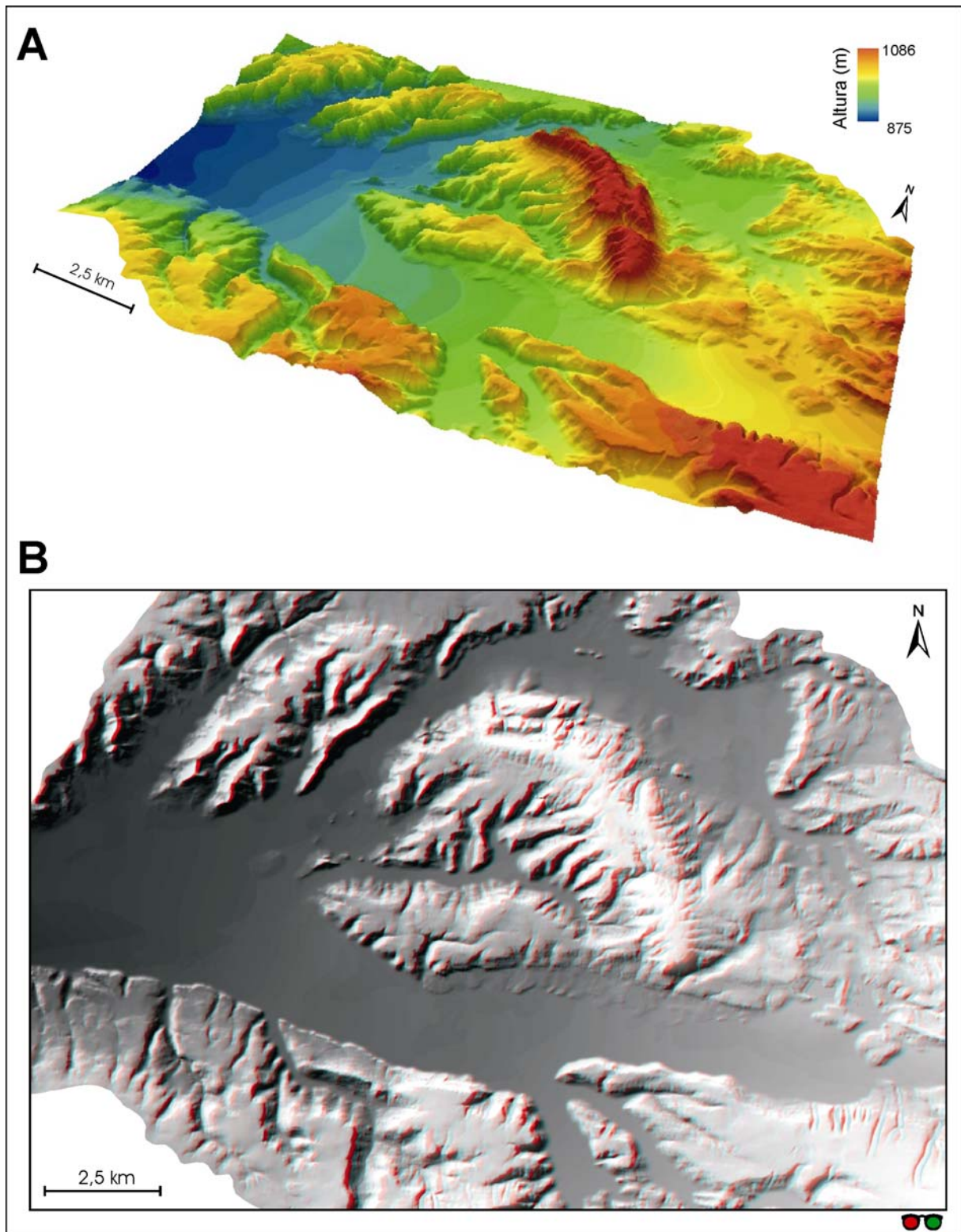


Figura 4.38. Estimación del relieve durante el nivel morfológico T11_{AZN} (+12-13 m). A) Perspectiva tridimensional. B) Anaglifo del modelo de sombreado iluminado.

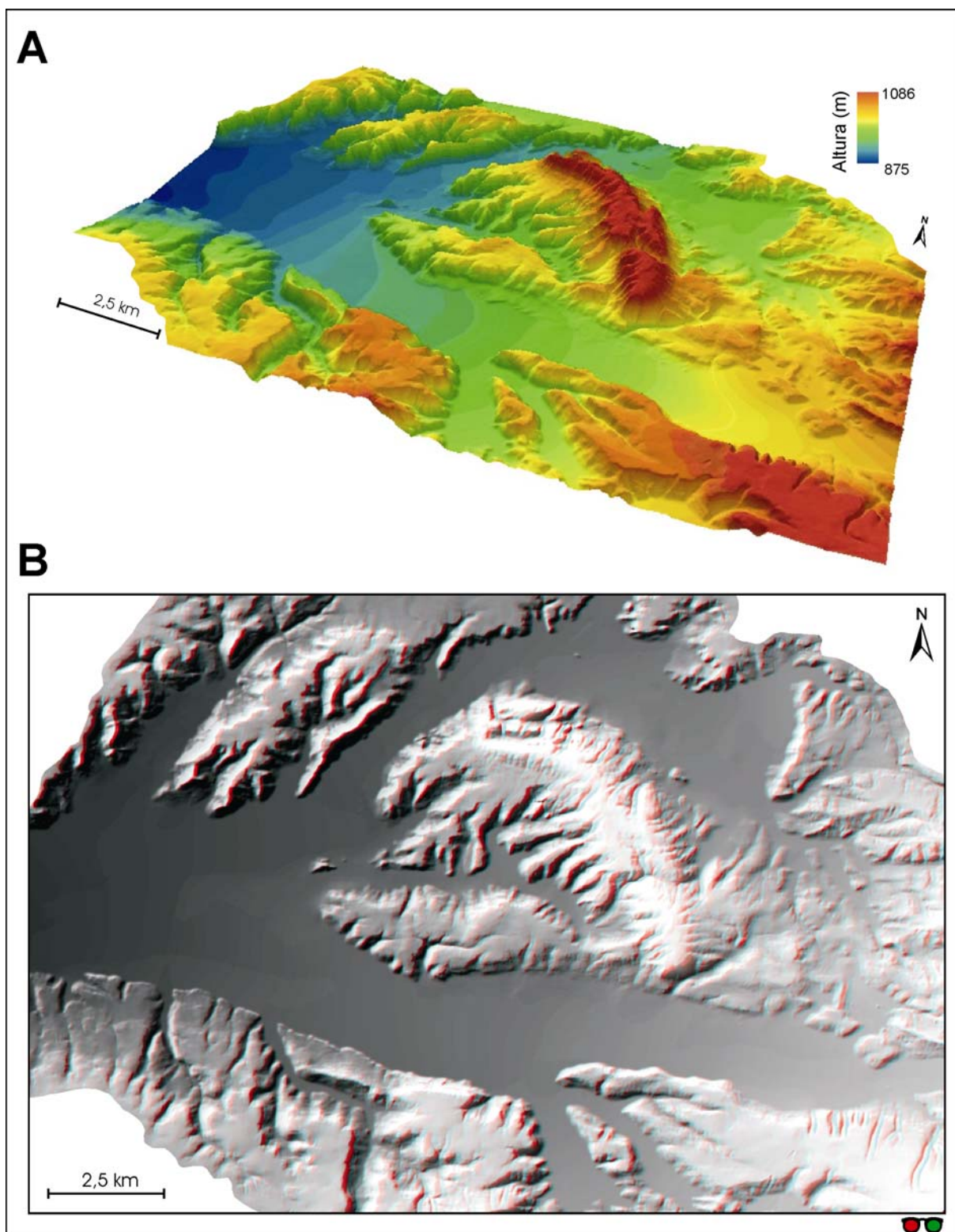


Figura 4.39. Estimación del relieve durante el nivel morfológico T10_{AZN} (+13-20 m). A) Perspectiva tridimensional. B) Anaglifo del modelo de sombreado iluminado.

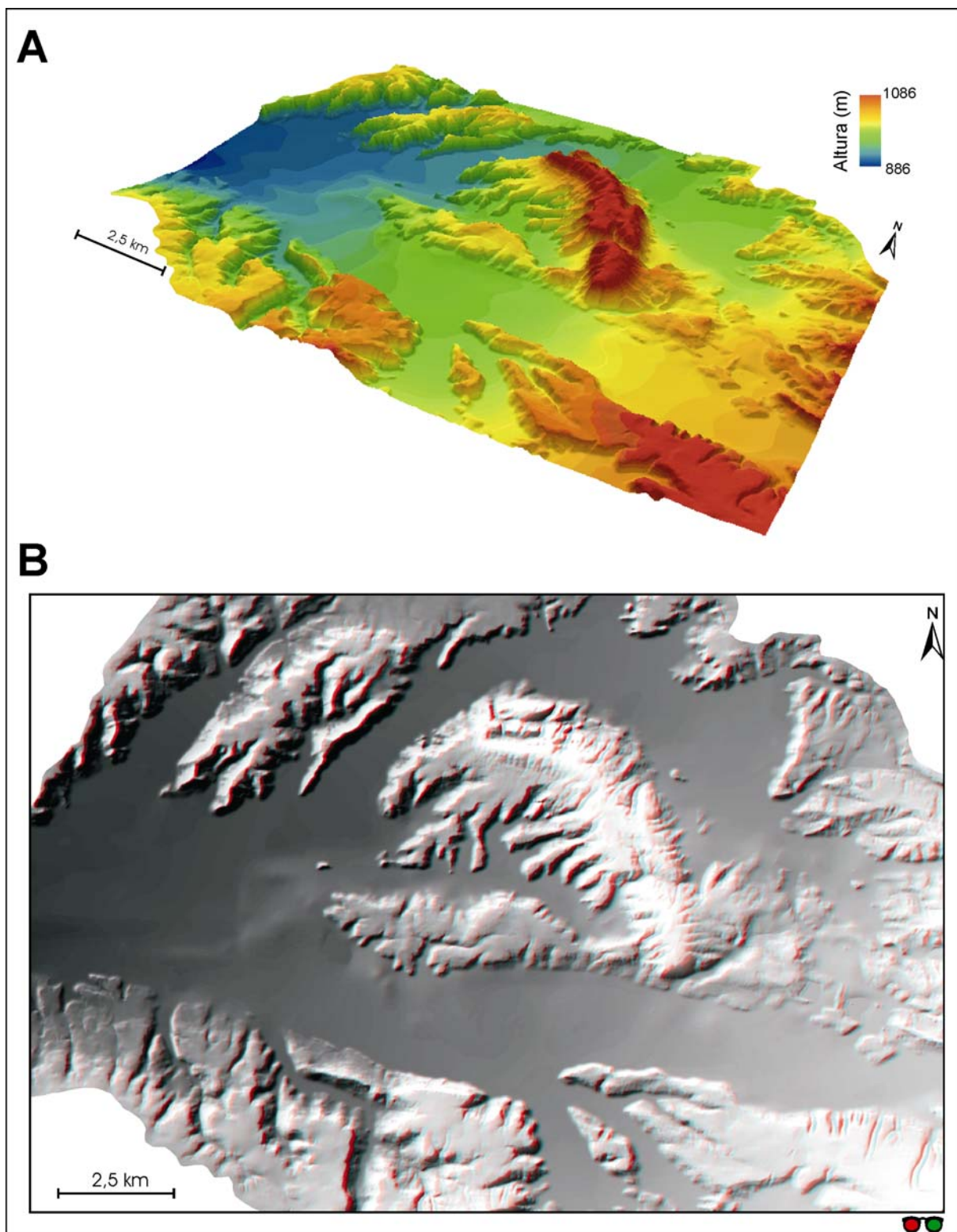


Figura 4.40. Estimación del relieve durante el nivel morfológico T9_{AZN} (+19-30 m). A) Perspectiva tridimensional. B) Anaglifo del modelo de sombreado iluminado.

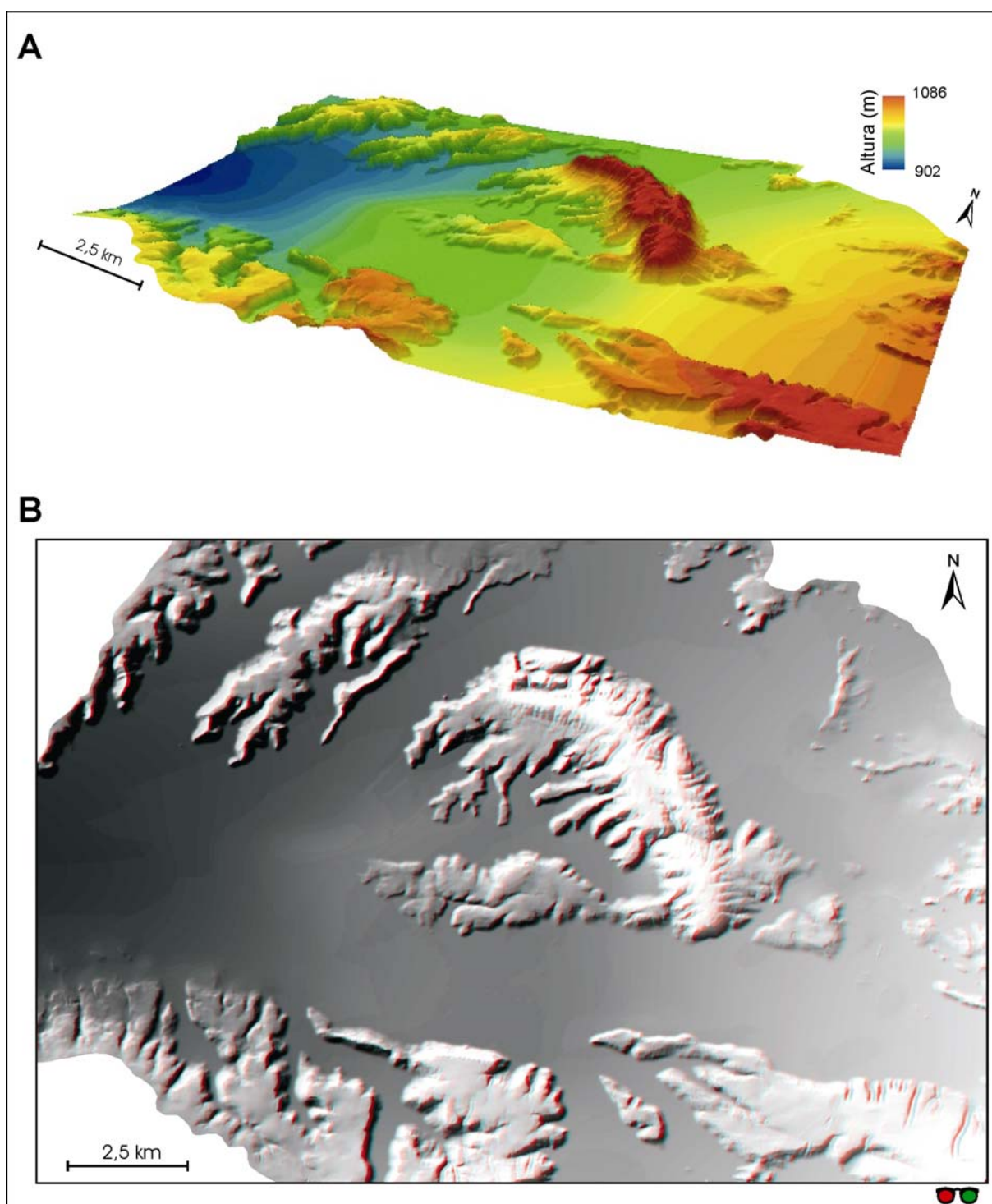


Figura 4.41. Estimación del relieve durante el nivel morfológico T7_{AZN} (+38-40 m). A) Perspectiva tridimensional. B) Anaglifo del modelo de sombreado iluminado.

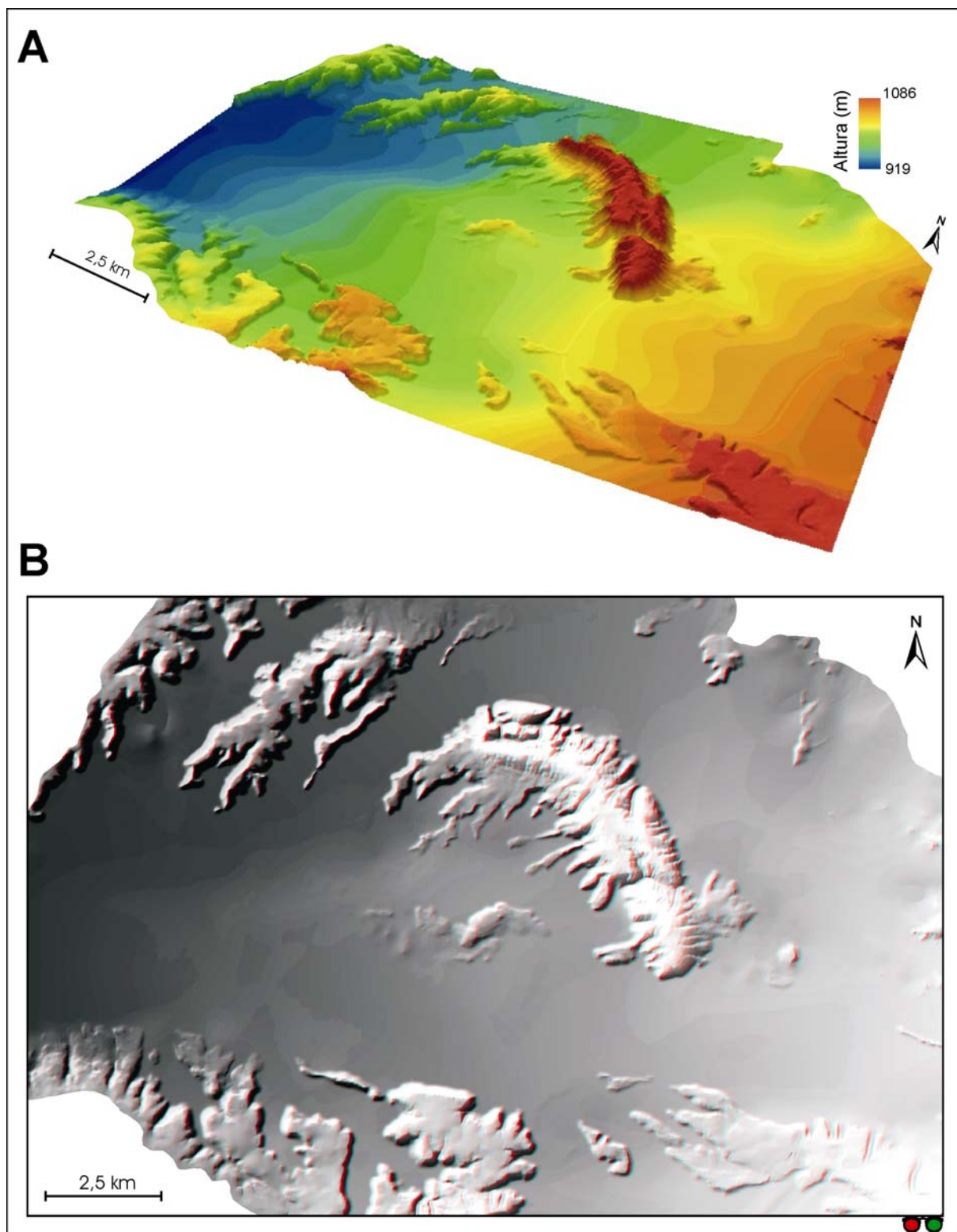


Figura 4.42. Estimación del relieve durante el nivel morfológico T5_{AZN} (+50-54 m). A) Perspectiva tridimensional. B) Anaglifo del modelo de sombreado iluminado.

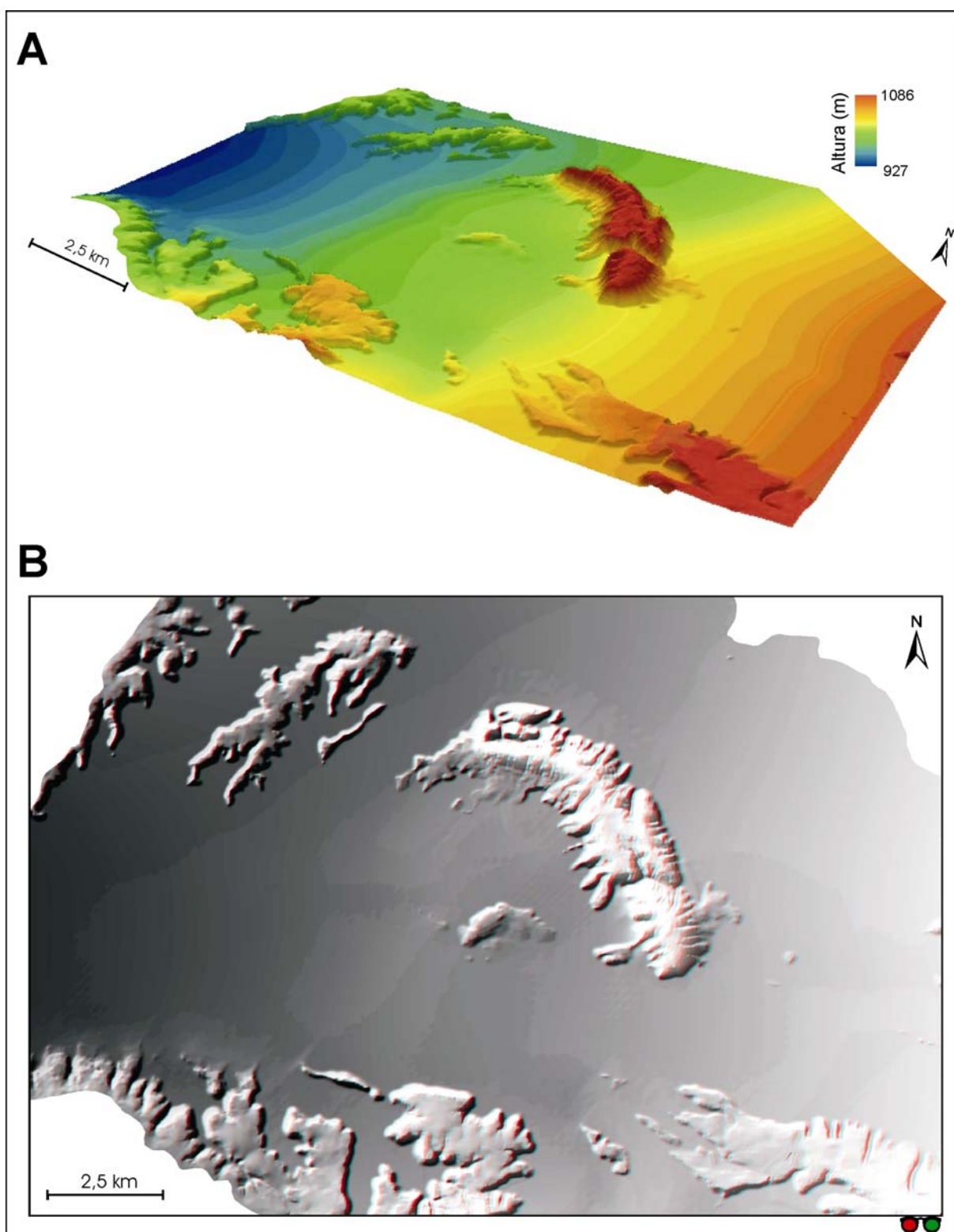


Figura 4.43. Estimación del relieve durante el nivel morfológico T4_{AZN} (+60-67 m). A) Perspectiva tridimensional. B) Anaglifo del modelo de sombreado iluminado.

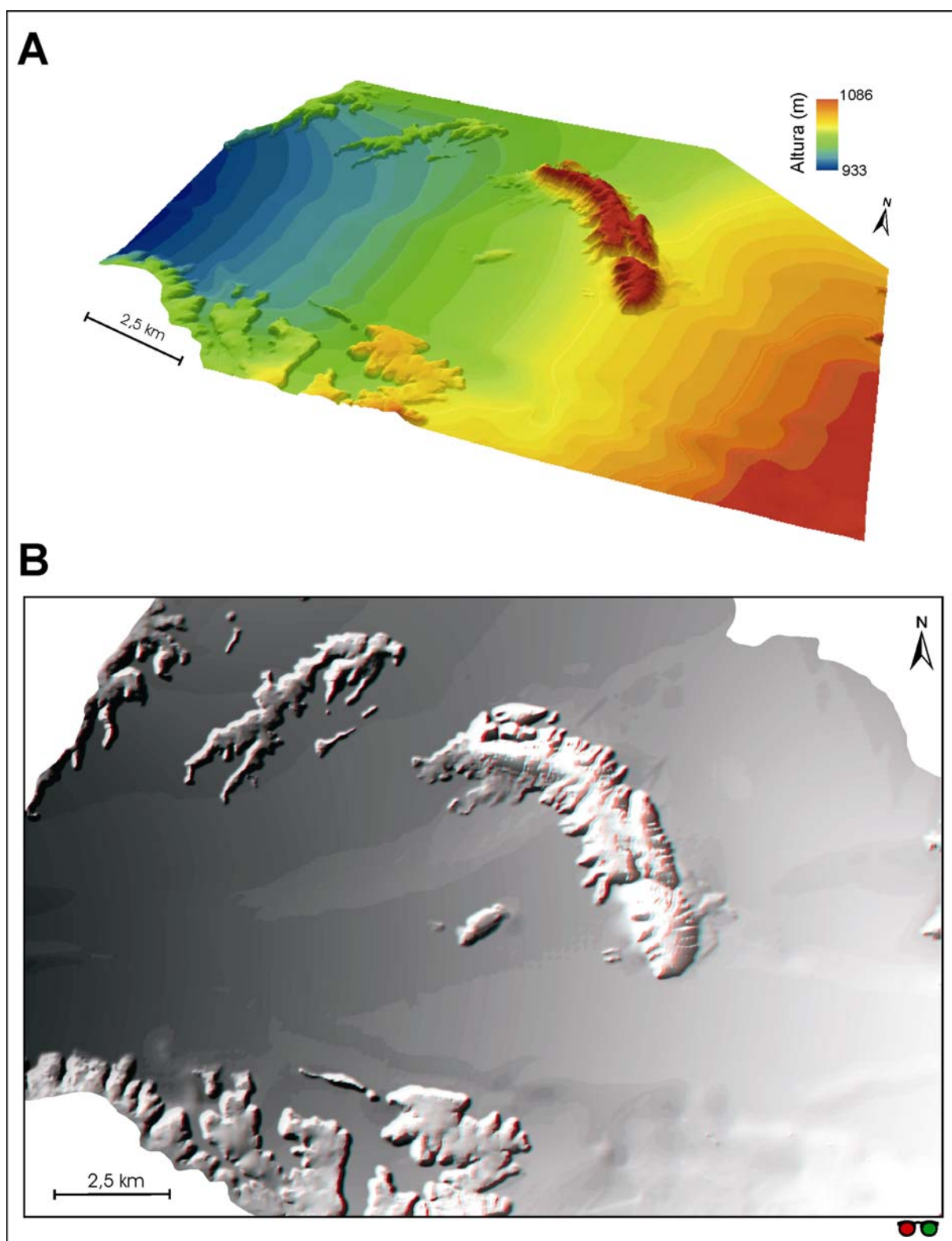


Figura 4.44. Estimación del relieve durante el nivel morfológico $T3_{AZN}$ (+70-78 m). A) Perspectiva tridimensional. B) Anaglifo del modelo de sombreado iluminado.

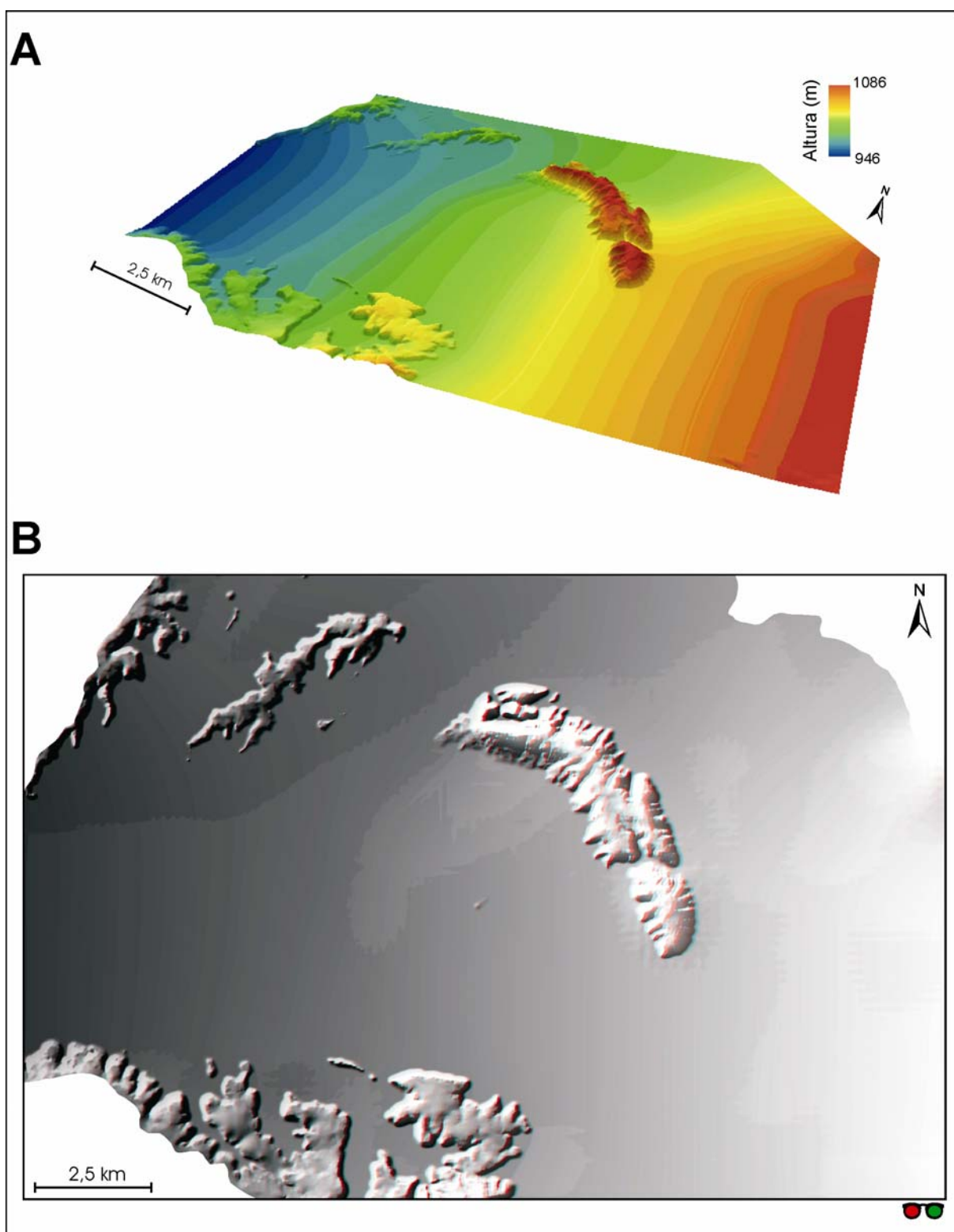


Figura 4.45. Estimación del relieve durante el nivel morfológico T2_{AZN} (+84-88 m). A) Perspectiva tridimensional. B) Anaglifo del modelo de sombreado iluminado.

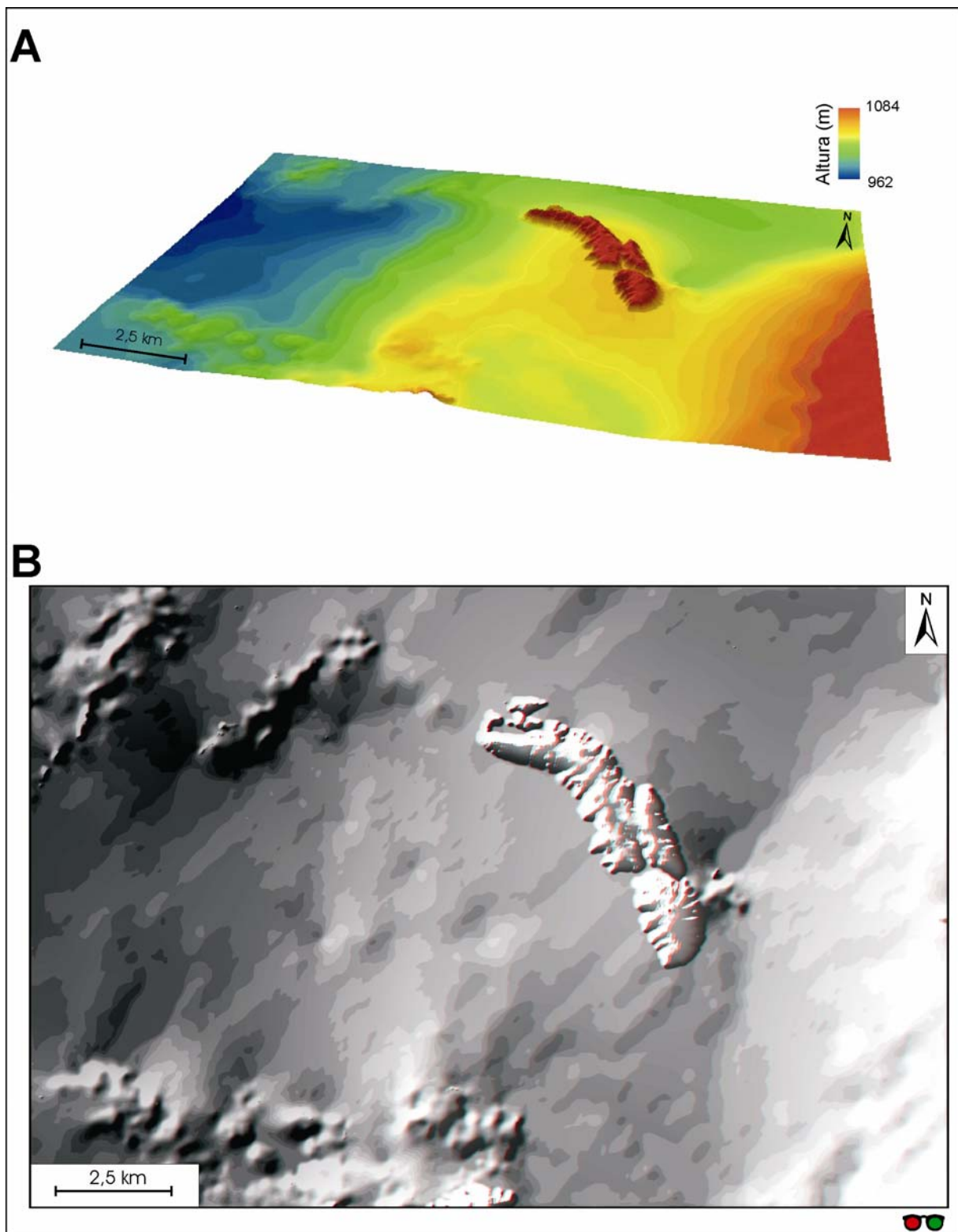


Figura 4.46. Estimación del relieve durante el nivel morfológico de la Superficie Poligénica del Páramo Inferior / superficie de erosión SE4. A) Perspectiva tridimensional . B) Anaglifo del modelo de sombreado iluminado.

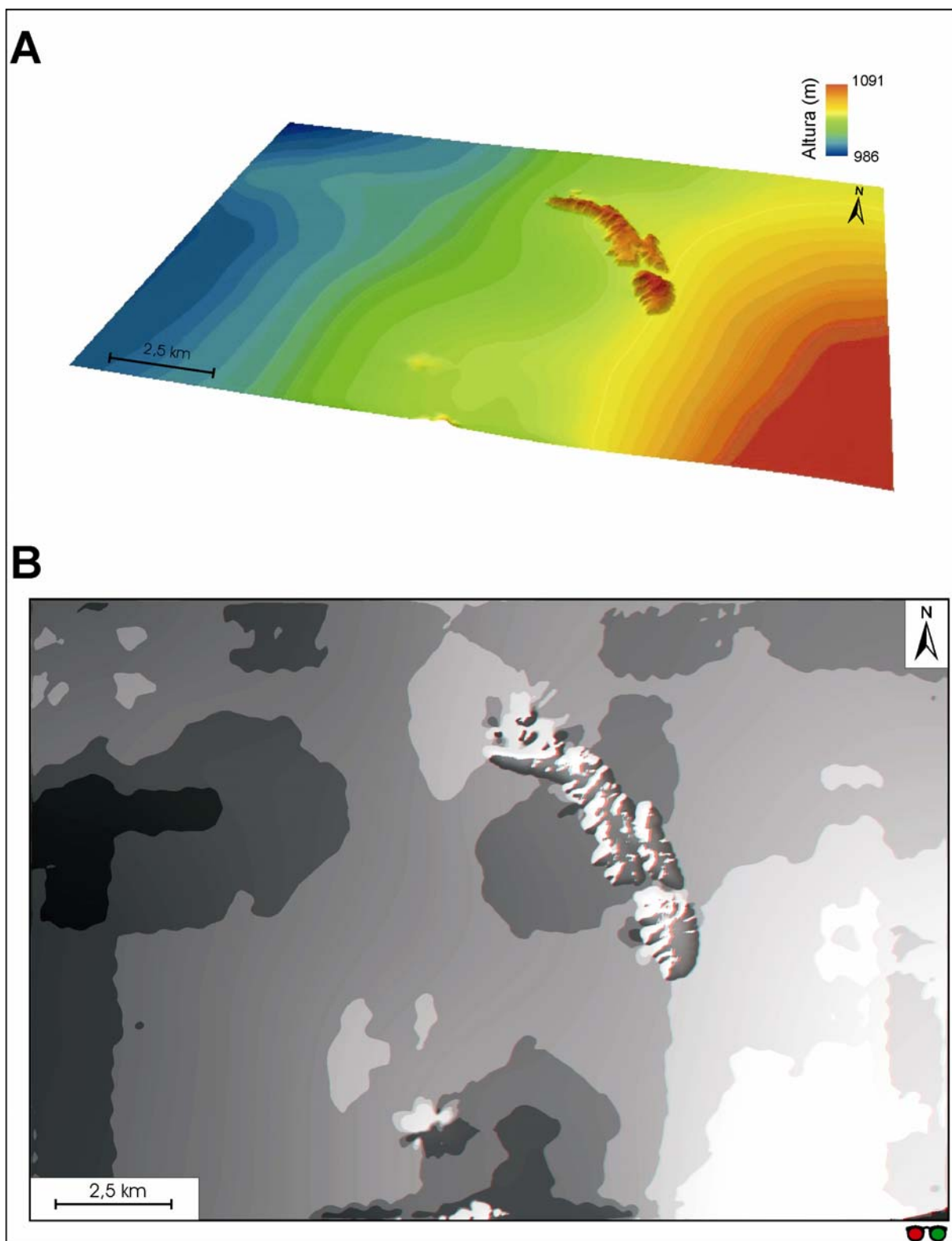


Figura 4.47. Estimación del relieve durante el nivel morfológico de la Superficie Poligénica del Páramo Superior / superficie de erosión SE3. A) Perspectiva tridimensional . B) Anaglifo del modelo de sombreado iluminado.

De los dos métodos considerados para realizar esta restitución a partir de las condiciones iniciales (Figura 4.48), se ha optado por seguir el segundo método, ya que, aunque precisa de más pasos intermedios, es de elaboración más simple, debido a que sólo es preciso crear un plano horizontal en el punto de intersección entre la superficie de erosión y el sediplano correlativo, y posteriormente restar al conjunto el incremento de alturas que produjo el impulso tectónico. Este método constituye una aproximación sencilla en la que se considera un levantamiento vertical homogéneo en toda la Sierra y en donde no se tiene en cuenta otros posibles impulsos posteriores, ni el basculamiento general que presentan estas calizas hacia el centro de la Cuenca del Duero, por lo que la reconstrucción se centrará únicamente al entorno más próximo de la Sierra.

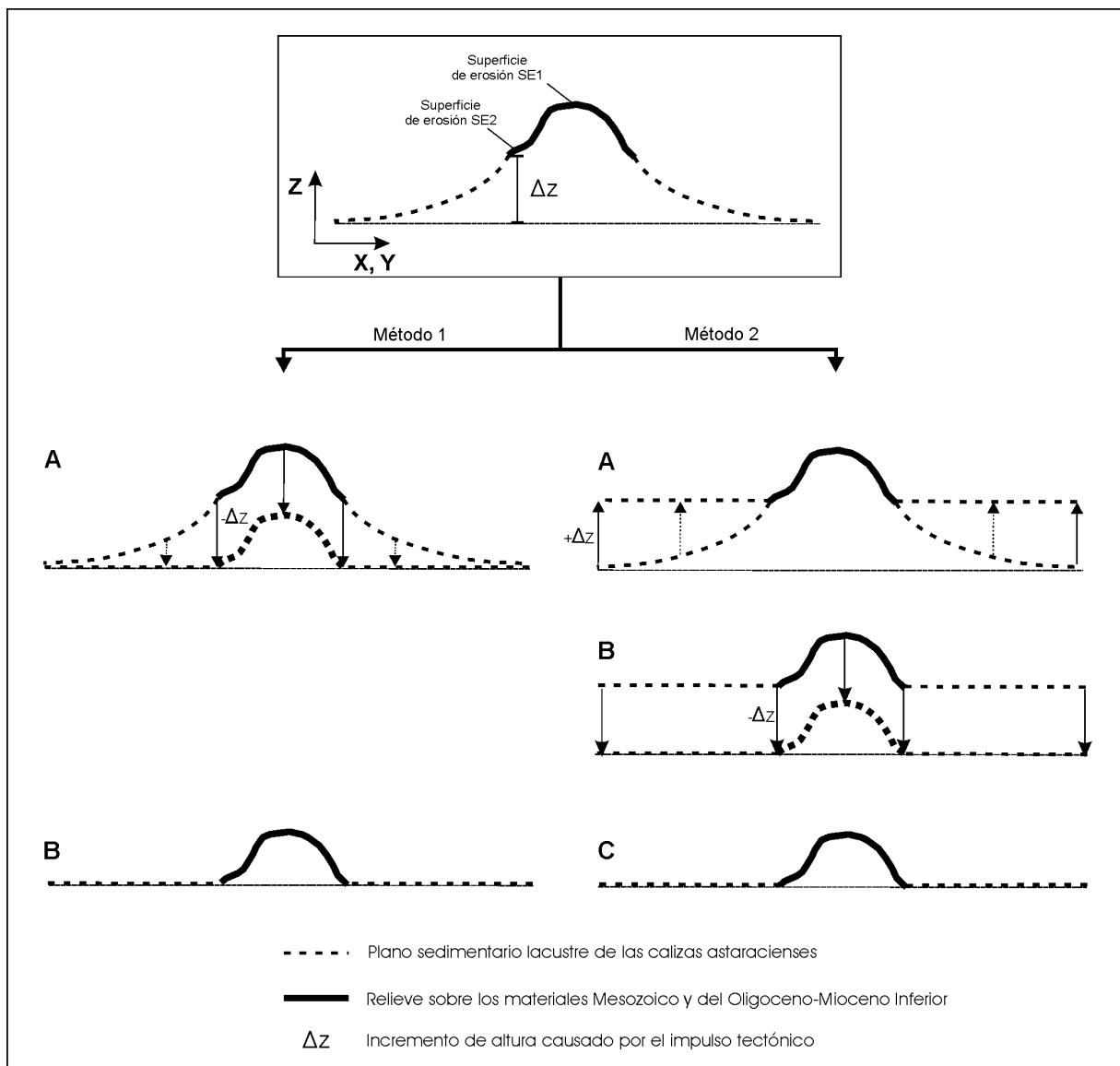


Figura 4.48. Método sintético de restitución del relieve en la Sierra de Atapuerca y alrededores, durante la elaboración final de la superficie de erosión SE2.

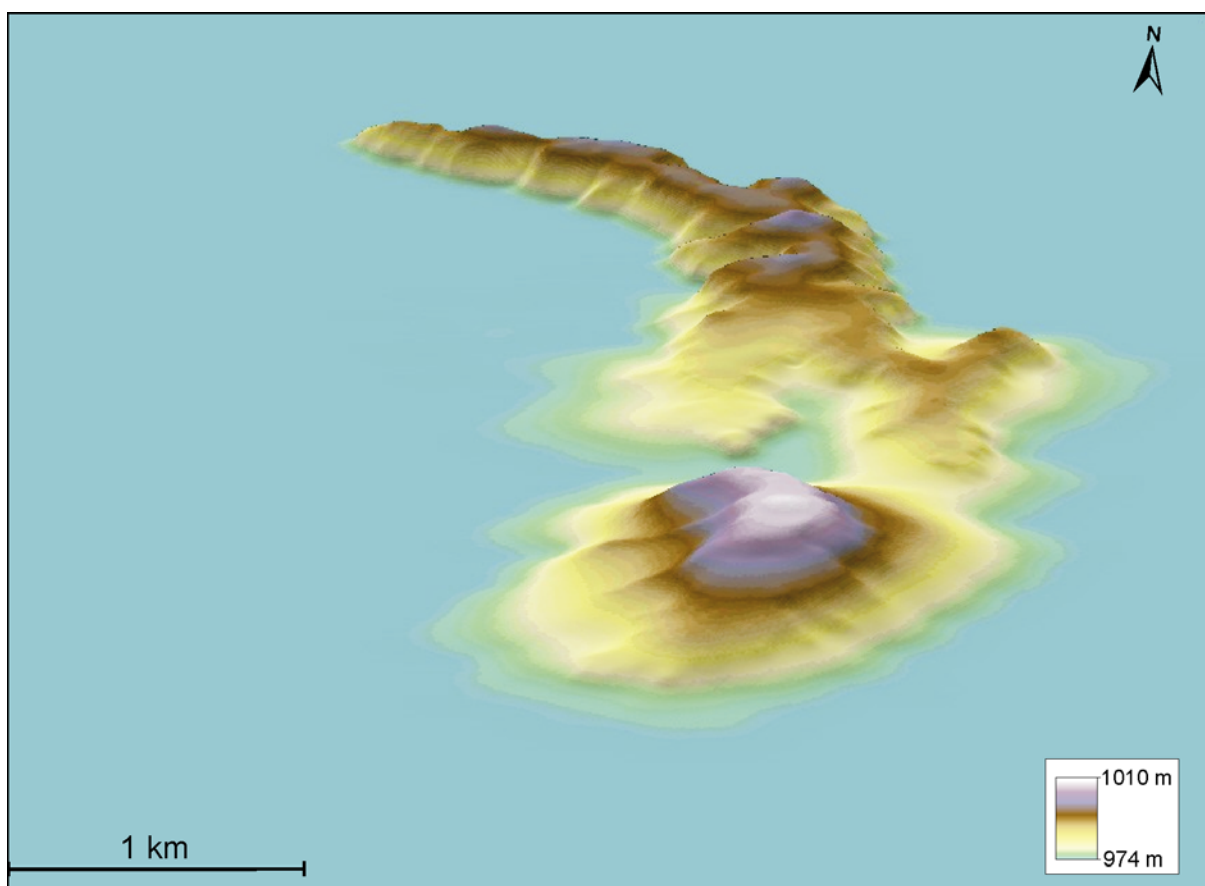


Figura 4.49. Estimación del relieve en la Sierra de Atapuerca durante la elaboración final de la Superficie de erosión SE2.

Siguiendo este procedimiento en el espacio tridimensional, el paisaje resultante de la Sierra de Atapuerca y su entorno más cercano se muestra en la Figura 4.49. En este periodo el paisaje estaría formado por un lago de condiciones someras que llegaría a rodear a la Sierra de Atapuerca, y que constituiría el área de sedimentación distal de los sistemas aluviales procedentes de la Sierra de la Demanda (facies Pedraja), de la Sierra de las Mamblas y de la Sierra de Ubierna-Santa Casilda en la Cordillera Cantábrica.

El relieve emergido de la Sierra de Atapuerca estaría compuesto por los relieves residuales de la superficie de erosión SE1, a cuyo pie se emplazaría un pequeño pedimento discontinuo o superficie SE2, que se habría labrado fundamentalmente durante los episodios de erosión tractiva. Ya en esta época existirían, aunque en condiciones menos incididas, el Valle de las Orquídeas y el Valle de la Hoyada, que drenarían hacia las zonas lacustres con un sentido semejante al actual.

4.6 EVOLUCIÓN DEL RELIEVE Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PALEOANTROPOLÓGICOS DE LA SIERRA DE ATAPUERCA.

La evolución del relieve durante el Cenozoico conserva sus etapas más antiguas en el desarrollo de las superficies de erosión intraterciarias y la sedimentación de las unidades terciarias, que ineludiblemente deben ser consideradas en los modelos genéticos que se planteen para la formación del sistema endokárstico de la Sierra de Atapuerca y los yacimientos paleoantropológicos que contiene.

Quizá el relieve más característico de esta Sierra es su cúspide plana, correspondiente a la superficie de erosión más antigua o superficie de erosión SE1, que fue labrada durante el Oligoceno-Mioceno inferior coincidiendo con la finalización de la principal fase tectónica (Figura 4.50). En este periodo se sedimentaron los conglomerados calcáreos y arcillas rojas que actualmente componen una de las litologías características de la Sierra. La segunda superficie de erosión, SE2, formada ya en tiempos plenamente neógenos, tiene escasa representación en la Sierra, pero sin embargo, el techo de sus sedimentos correlativos (calizas micríticas) y su posterior exhumación ha derivado en la formación de la plataforma estructural, denominada en este trabajo de Villalval-Rubena, que caracteriza singularmente el entorno inmediato de la Sierra.

El final de la elaboración de la superficie SE2 y de la deposición de la unidad tectosedimentaria 2 (Figura 4.50), ambos eventos correlativos, estuvo marcado por un impulso tectónico que deformó los sedimentos neógenos previos y dio paso a una nueva etapa durante la cual comenzó la sedimentación de la unidad tectosedimentaria 3 (Figura 4.50, Mediavilla *et al.*, 1996), que culminaría con calizas e intercalaciones margosas de origen lacustre que componen el nivel de las Calizas del Páramo Inferior, también denominado con el término más genérico de “calizas del páramo” y que actualmente conservan la posición horizontal o subhorizontal en las cercanías. El régimen freático que impondría esta unidad sedimentaria en los materiales fracturados y diaclasados de la Sierra de Atapuerca, ha sido propuesto con anterioridad para explicar el origen del sistema endokárstico, compuesto en gran medida por conductos subhorizontales. De esta forma Zazo *et al.* (1983, 1987), proponen que el desarrollo de esta unidad, a cotas de 1023 m, coincidiría con la fase principal de desarrollo del sistema endokárstico que presenta alturas entre 1046 y 997 m. Así mismo, también relacionan con este momento dolinas que sitúan siempre en cotas inferiores a las “calizas del páramo”, aunque en este trabajo las dolinas cartografiadas se localizan a alturas más elevadas que este nivel.

La Superficie Poligénica del Páramo Inferior, aunque de desarrollo posterior, representa en buena medida el nivel sedimentario alcanzado por las Calizas del Páramo Inferior. A partir de la reconstrucción de esta superficie se ha obtenido un plano que en las cercanías del sistema endokárstico se emplaza a una altura media de 1022-1025 m, descendiendo en posiciones algo más alejadas hasta los 1010 m (Apartado 4.3.1). La base de las Calizas del Páramo Inferior se sitúa en las proximidades de la Sierra a cotas mínimas de 1005-1012 m, y la base de los depósitos infrayacentes o facies Cuestas, pertenecientes a la misma secuencia sedimentaria, tienen una altura mínima de 980 m.

La altura máxima de la superficie reconstruida podría considerarse como una estimación de la altura máxima que habría alcanzado el nivel freático durante esta época en la Sierra de Atapuerca. Centrándonos en el área de desarrollo del endokarst, la posición del plano (Apartados 4.3.1 y 4.5), coincide con el desarrollo del nivel superior del endokarst, formado por techos planos (Galería del Sílex, Salón del Coro-G. Principal y Galería de las Estatuas) que oscilan entre 1025 y 1015 m, y alturas mínimas de 1001-988 m (A.I. Ortega, comunicación personal). Estas relaciones, por tanto, sugieren que el nivel freático de los sistemas lacustres donde se depositó la unidad tectosedimentaria 4, y principalmente su techo, representado por las Calizas del Páramo Inferior, podrían haber sido el responsable de la formación inicial del karst.

A partir del rango de alturas máximas de las Calizas del Páramo Inferior (1022-1025 m), se situaría la unidad tectosedimentaria superior o UTS 4 (Mediavilla *et al.*, 1996), también conocida como el ciclo sedimentario del Páramo Superior y posiblemente correlativa a la superficie de erosión SE3. Esta unidad sedimentaria está formada por arcillas rojas, y sedimentos detríticos de origen fluvial (arenas con gravas dispersas), que pasan a facies de llanuras aluviales y zonas de encharcamiento (margas blancas) que hacia techo y lateralmente finalizan con calizas de características muy arenosas de texturas *packestone-wackestone* (García *et al.*, 1997), denominadas como Calizas del Páramo Superior. El techo de esta unidad, sobre la que posteriormente se formó la Superficie Poligénica del Páramo Superior, se ha reconstruido a cotas medias de 1040-1038 m en el flanco sudeste de la Sierra de Atapuerca y 1031-1032 m en el flanco opuesto, donde se desarrolla el sistema endokárstico (Apartado 4.3.2).

Los depósitos de arcillas rojas en la base de esta unidad, interpretadas como arcillas de descalcificación transportadas (García *et al.*, 1997), indican que durante este periodo funcionaron con intensidad los procesos de disolución kárstica y probablemente continuaron durante la sedimentación del techo de la unidad, ya que la reconstrucción del relieve para este nivel en el flanco sudeste de la Sierra (1038-1040 m), tiene la misma posición que las dolinas desarrolladas en las laderas del flanco sudeste de la Sierra sobre los conglomerados calcáreos

del Oligoceno-Mioceno inferior (fondos actualmente abiertos a 1040-1035 m); hecho que podría indicar que estas dolinas se habrían formado coincidiendo con el nivel de base que marcó el techo de la unidad testosedimentaria 4 o en momentos inmediatamente posteriores, coincidiendo con el desarrollo de la Superficie Poligénica del Páramo Superior (Figura 4.50).

Por consiguiente, la posición de las unidades morfosedimentarias reconstruidas indica que el nivel freático impuesto por los sistemas lacustres donde se depositó la unidad tectosedimentaria 3, y especialmente su techo, representado por las Calizas del Páramo Inferior, podría haber sido el responsable de la formación inicial del endokarst. Sin embargo, también conviene sopesar el papel desarrollado por el nivel de base de la unidad morfosedimentaria de la UTS 4 o ciclo del Páramo Superior, que también podría haber sometido al sistema endokárstico a un régimen freático, y además parece haber coincidido con periodos de especial intensidad de los procesos de disolución kárstica.

Para establecer con mayor precisión el efecto que ambas unidades morfosedimentarias han ejercido en la formación del endokarst se está realizando un estudio de detalle de las formas y depósitos de las cavidades del sistema endokárstico a cargo de A.I. Ortega (Universidad de Burgos), que junto con los niveles de base terciarios reconstruidos en este trabajo con criterios geoestadísticos permitirán un análisis tridimensional para confirmar y concretar estas correlaciones. De la misma manera, la combinación de ambos trabajos también tendrá su reflejo en el estudio de las reactivaciones cuaternarias del endokarst.

Con los datos obtenidos en las reconstrucciones y el análisis geomorfológico, y a la espera de nuevos datos cronológicos que ayuden a establecer con mayor certeza la temporalidad de los relieves reconstruidos para el Cuaternario, a continuación se plantean las relaciones de la evolución del relieve con el sistema endokárstico y la formación y desarrollo de los yacimientos paleoantropológicos durante este periodo (Figura 4.50).

La evolución fluvial ha estado controlada por las sucesivas terrazas del río Arlanzón, que han ido definiendo los niveles de base cuaternarios que han controlado el encajamiento de la red de drenaje de la Sierra de Atapuerca. El nivel de base cuaternario más antiguo que se ha reconstruido, corresponde a la terraza T2_{AZN} (+84-88 m), que posiblemente se formó aproximadamente hace 1,1-1,2 Ma. Esta terraza se desarrolló en una posición muy similar al nivel de las Calizas del Páramo Inferior, caracterizándose por una altura media de 1020 m (Figura 4.50), que se sitúa por debajo del retazo de la superficie de erosión SE3 (1036-1038 m) donde se ubica la fractura que da paso a Cueva Mayor, y corresponde a un nivel topográfico más elevado que las galerías localizadas en la trinchera del ferrocarril.

El siguiente nivel, T3_{AZN} (+70-78 m), también se emplaza en una posición superior a los rellenos alóctonos de las cavidades de la trinchera, de edad Pleistoceno inferior (Apartado 4.2.1.3), que unido a la polaridad normal de sus sedimentos en la terraza equivalente del río Arlanza (Apartado 3.3.11), podrían situarlo en el *subcron* Jaramillo, hace alrededor de 1 Ma. Durante este periodo, en las faldas de la Sierra se desarrollarían conos de deyección con depósitos de conglomerados calcáreos, actualmente conservados en el Valle de Cueva Mayor (Apartado 4.2.1.3), que se distribuirían desde 1046 m en los ápices hasta 1004-1007 m en las localizaciones más distales. En una posición intermedia, 1019-1026 m, conectarían con las laderas de la Sierra que hacen de interfluvio entre los pequeños valles de la Sierra (Figura 4.51). Posiblemente durante esta época ya no existiera ninguna representación de las superficies poligénicas de los páramos en esta zona. La posición de estos conos supone una altura de desarrollo superior a las entradas de los yacimientos de Galería (1000), Dolina (1005 m) y Elefante (1008 m) que actualmente se observan en la trinchera. A los 1004-1007 m estos conos conectarían con los depósitos del fondo del valle del río Pico, que en esta época empezaría a diferenciarse del valle del Arlanzón a través de la divisoria del plano estructural de “El Alto” (Figura 4.51). En el valle del río Arlanzón la altura de la llanura se situaría en torno a los 1006 m en la posición más cercana a los yacimientos.

Los procesos de encajamiento posteriores causados por el descenso del nivel de base, habrían acarreado la destrucción progresiva de este nivel de terraza y de los pequeños sistemas aluviales que conectaban el fondo de los valles con la Sierra. El descenso del nivel de la superficie y los procesos de hundimiento del techo de las cavidades, habrían producido la apertura al exterior de algunas de las galerías de la trinchera.

Este sería primero el caso de la cavidad de Elefante (Figura 4.50), que se abriría al exterior a una altura muy semejante a la cota actual de 1008 m, comenzando el relleno alóctono que alimentó esta cavidad a través de la entrada de la trinchera. De este modo en el intervalo entre la degradación de la terraza T3_{AZN} (+72-78 m) y la formación de la terraza T4_{AZN} (+60-67 m), se habrían sedimentado las unidades sedimentarias de polaridad inversa, hasta el momento constituidas por las unidades entre E8 y E12 (Rosas *et al.*, 2001).

Con posterioridad a la apertura de la cavidad de Elefante y quizá durante la sedimentación de alguna de estas unidades de polaridad inversa, se produciría la apertura de Dolina (Figura 4.50), cuya entrada actualmente colmatada está a 1005 m en el borde de la trinchera. Comenzaría por tanto el relleno alóctono del Pleistoceno inferior en Dolina, que comprende las unidades estratigráficas desde TD3-4 hasta TD7 (Pérez-González *et al.*, 2001). La unidad TD7, de edad Pleistoceno inferior-medio, ya sería contemporánea con la siguiente terraza (T4_{AZN}, +60-67 m), mientras que TD6 correspondería a un periodo inmediatamente anterior a la formación de T4_{AZN} (+60-67 m). Otros depósitos coetáneos con T4_{AZN} (+60-67

m) serían los depósitos aluviales que actualmente se conservan en el Valle de Elefante y en el nivel inferior descrito en el Valle de Cueva Mayor (Apartado 4.1.2.3). El nivel máximo alcanzado por estos sedimentos del Valle de Elefante se situaría muy cercano a la entrada de Dolina y podría haber introducido nuevos aportes al sistema endokárstico a través de cavidades abiertas en una posición topográfica inferior. Al final de este proceso la llanura del río Arlanzón estaría alrededor de 995 m en la perpendicular de los yacimientos.

Entre la formación de T5_{AZN} (+50-54 m), con polaridad normal en sus sedimentos, y T7_{AZN} (+38-40 m) (Figura 4.51), y quizá coincidiendo con T6_{AZN} (+44-46 m), se sedimentaría la unidad TD8 en Dolina, para la que se maneja una cronología comprendida entre 605 y 586 ka (Falguères *et al.*, 1999; en Pérez-González *et al.*, 2001).

Posiblemente hacia los 0,5–0,4 Ma, edad que se propone para los homínidos de la Sima de los Huesos (Bischoff *et al.*, 2003), coincidiría en el exterior con la formación de la terraza T7_{AZN} (+38-40 m) o de T8_{AZN}, +26-35 m (Figura 4.50). La llanura aluvial del río Arlanzón durante la etapa T7_{AZN} se situaba a una altura media de 978 en la perpendicular de los yacimientos, que representa una cota inferior al desarrollo de los espeleotemas de la Sima de los Huesos (991-984 m, en Bischoff *et al.*, 2003).

En este mismo intervalo (T7_{AZN}, +38-40 m)/T8_{AZN}, +26-35 m) o quizá más cercano a T9_{AZN} (+19-30 m), podría haberse depositado el nivel TD10 de Dolina (308-418 ka, Pérez-González *et al.*, 2003) y estaría dentro del mismo orden de magnitud que la edad que se maneja para la base de GII (317/>350 ka, en Aguirre, 1998; en Pérez-González *et al.*, 2003). La apertura de Galería quedaría acotada en antigüedad por T6_{AZN} (+60-67 m), y en tiempos más recientes por la edad de esta unidad (GII), que es la primera unidad alóctona clara de este relleno (Pérez-González *et al.*, 2001).

La unidad GIV de Galería, con una cronología máxima a techo de 211 ka (en Aguirre, 1998; en Pérez-González *et al.*, 2001), podría ser equiparable temporalmente a la terraza T10_{AZN} (+13-20 m) (Figuras 4.50 y 4.51), ya que terrazas travertínicas de altura media similar situadas en otros valles de la Cordillera Ibérica han sido datadas igualmente en torno a los 0,2 Ma (Apartado 3.3.11, Howell *et al.*, 1995; Torres *et al.*, 1995a, 1995b; Ordóñez *et al.*, 1990). En esta época el río Arlanzón había progresado en su encajamiento, distanciándose aún más de los niveles de desarrollo del endokarst conocido. En la cabecera del río Pico los procesos fluviales de incisión cada vez resultaban menos significativos, conservándose un relieve muy parecido al actual.

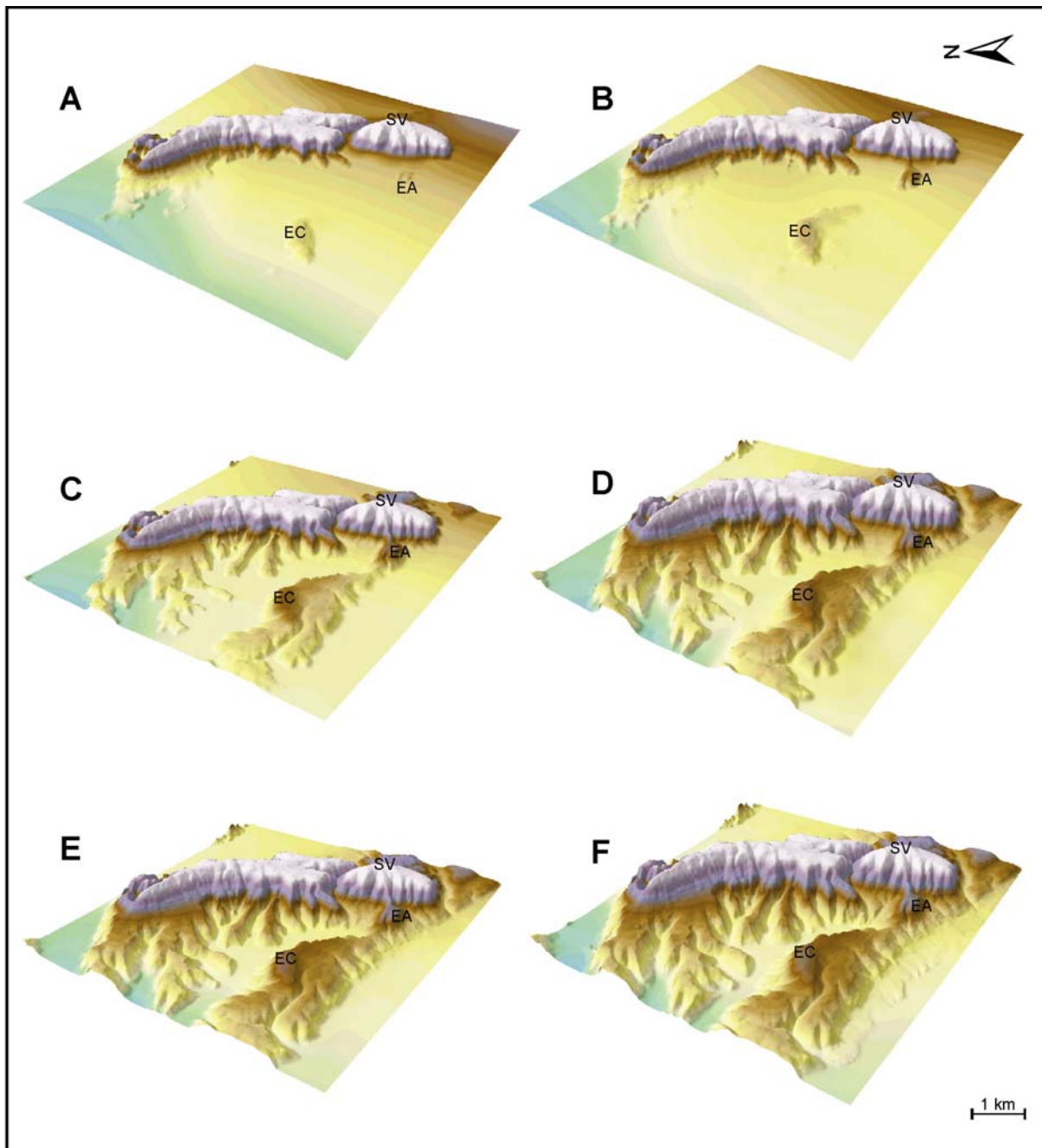


Figura 4.51. Evolución del relieve en la vertiente oeste de la Sierra de Atapuerca, durante las siguientes etapas morfológicas: **A)** T3_{AZN}, +72-78 m, ~1 Ma (anterior a las aperturas de las cavidades de la trinchera). **B)** T4_{AZN}, +60-67 m, ~780 ka (posterior a E-8/E-12, a TD6, y coetáneo con TD7). **C)** T7_{AZN}, +38-40 m, y **D)** T9_{AZN}, +19-30 m, 300-500 ka (intervalo temporal de formación del espeleotema de la Sima de los Huesos, TD10 y GII). **E)** T10_{AZN}, +13-20 m, ~200 ka (¿coetánea a GIV?), **F)** T11_{AZN}, +12-13 m, 135 ka (¿cavidades de trinchera colmatadas?). SV, Alto de San Vicente; EA, Plano de “El Alto”.

Entre esta edad y el comienzo del Pleistoceno superior posiblemente se colmatasen los yacimientos de Dolina, Galería y Elefante, mientras que en el valle del río Arlanzón la llanura quizá correspondiese al actual nivel T11_{AZN} (+12-13 m) o T12_{AZN} (+8-10 m) (Figura 4.51). La formación de estas terrazas y las posteriores (Figura 4.50), iría quedando reflejada en los valles de los ríos Vena y Pico como escalones en su perfil longitudinal debido a su lenta respuesta frente a los descensos del nivel de base. Durante estas épocas y las posteriores del Holoceno la transformación del relieve en el extremo sur de la Sierra de Atapuerca sería de carácter más puntual, y podría estar asociada a caídas o desplomes en las zonas no colmatadas de las galerías, procesos de escorrentía y circulación de aguas pluviales, y fenómenos de disolución kárstica poco intensos.

Las últimas modificaciones que ha sufrido el relieve están circunscritas a las actividades humanas más recientes, con la construcción de infraestructuras y, en especial, a las actividades mineras, que han dejado una importante huella en la Sierra de Atapuerca.

La utilidad de estos modelos ya ha quedado plasmada durante su realización, pudiendo determinar y cuantificar la geometría de las morfologías, a través de la cual se ha podido aportar nuevos datos de la evolución geomorfológica regional y se han establecido las relaciones de las morfologías externas con el sistema endokárstico de la Sierra de Atapuerca, situando la apertura y desarrollo de estos yacimientos en el contexto evolutivo regional. Pero además, al extender las reconstrucciones no sólo a esta zona concreta de la Sierra de Atapuerca, sino al conjunto de la Sierra y un entorno de amplitud considerable, estos modelos servirán para determinar otras asociaciones semejantes en aquellas zonas donde sea preciso. De igual modo, al tratarse de una reconstrucción integral del territorio durante un amplio periodo temporal, queda abierta una nueva vía de investigación de aplicación en el estudio de paleoambientes y paleopaisajes cuaternarios y neógenos, con la caracterización de los procesos naturales que son controlados y condicionados por la topografía. Una de las aplicaciones inmediatas de la reconstrucción de relieves es el cálculo de volúmenes y tasas de denudación, pero también permite profundizar en el análisis cuantitativo de la evolución del paisaje, a través de la definición y comparación de las variables morfométricas y a partir del estudio de la heterogeneidad del paisaje, medida en función de los índices métricos utilizados en Ecología del Paisaje, que cuantifican las relaciones espaciales entre las unidades que integran el mosaico del paisaje.

5. EL PAISAJE ACTUAL Y SU EVOLUCIÓN
DURANTE EL NEÓGENO Y EL CUATERNARIO.

5. EL PAISAJE ACTUAL Y SU EVOLUCIÓN DURANTE EL NEÓGENO Y EL CUATERNARIO.

La Sierra de Atapuerca constituye un espacio paisajístico singular que ha sido el producto de la acción de los procesos geodinámicos externos sobre los materiales geológicos y su estructura durante el Terciario y el Cuaternario, y cuyo efecto ha generado unos rasgos fisiográficos propios que han debido ejercer una notable influencia a lo largo del tiempo en las características biológicas de este particular paraje.

Partiendo de esta premisa, en este capítulo se abordan dos tareas principales. La primera es realizar la caracterización fisiográfica del paisaje de la Sierra de Atapuerca y su entorno, a partir de la cual se ha elaborado una clasificación física de este territorio utilizando criterios morfométricos derivados de los modelos digitales del terreno (MDT), criterios geomorfológicos y criterios geológicos. Dicha clasificación trata de aportar una herramienta básica de ordenación territorial que pueda ser de utilidad en la futura gestión cultural de los yacimientos arqueopaleontológicos y en la conservación de la Sierra de Atapuerca y su entorno. En esta clasificación del terreno se pretende reflejar adecuadamente la diversidad física del paisaje mediante unos criterios objetivos, con el fin de acometer la segunda tarea o cometido, consistente en aplicar las mismas pautas de clasificación a las reconstrucciones de los relieves pasados, para de este modo facilitar el análisis cuantitativo y comparativo de la evolución del mosaico del paisaje en la Sierra de Atapuerca y sus alrededores durante el Cuaternario y el Neógeno. El estudio de la evolución del paisaje se verá precedido de una descripción estadística básica de las principales variables topográficas en cada etapa.

El análisis cuantitativo de los mosaicos del paisaje, tanto el actual como los pasados, se ha hecho utilizando una selección de los índices métricos desarrollados para el estudio de cartografías de unidades discretas. Estos índices han representado un importante avance en Ecología del Paisaje, que ha permitido cuantificar las relaciones espaciales entre los elementos del paisaje. La distribución y relaciones de estos elementos determinan la dinámica de los procesos ecológicos (Pickett y Cardenasso, 1995), y por consiguiente, su análisis y

cuantificación constituye una herramienta esencial con aplicaciones directas en la planificación sostenible del paisaje actual y específicamente en la toma de decisiones acerca de estrategias de gestión, conservación y restauración de paisajes (Forman, 1995, 1999; Botequilha y Ahern, 2002).

5.1 PROPUESTA DE CLASIFICACIÓN FÍSICA DEL PAISAJE ACTUAL.

La clasificación del paisaje actual se ha realizado en el sector central estudiado, que corresponde a un área rectangular de aproximadamente 261,4 km² adyacente al este de la ciudad de Burgos, cuyas coordenadas UTM máximas y mínimas son respectivamente 444312/4696112 y 463972/4682812. Esta zona engloba a la Sierra de Atapuerca en posición central y a los valles de los ríos Arlanzón, Vena y Pico (Figura 5.1).

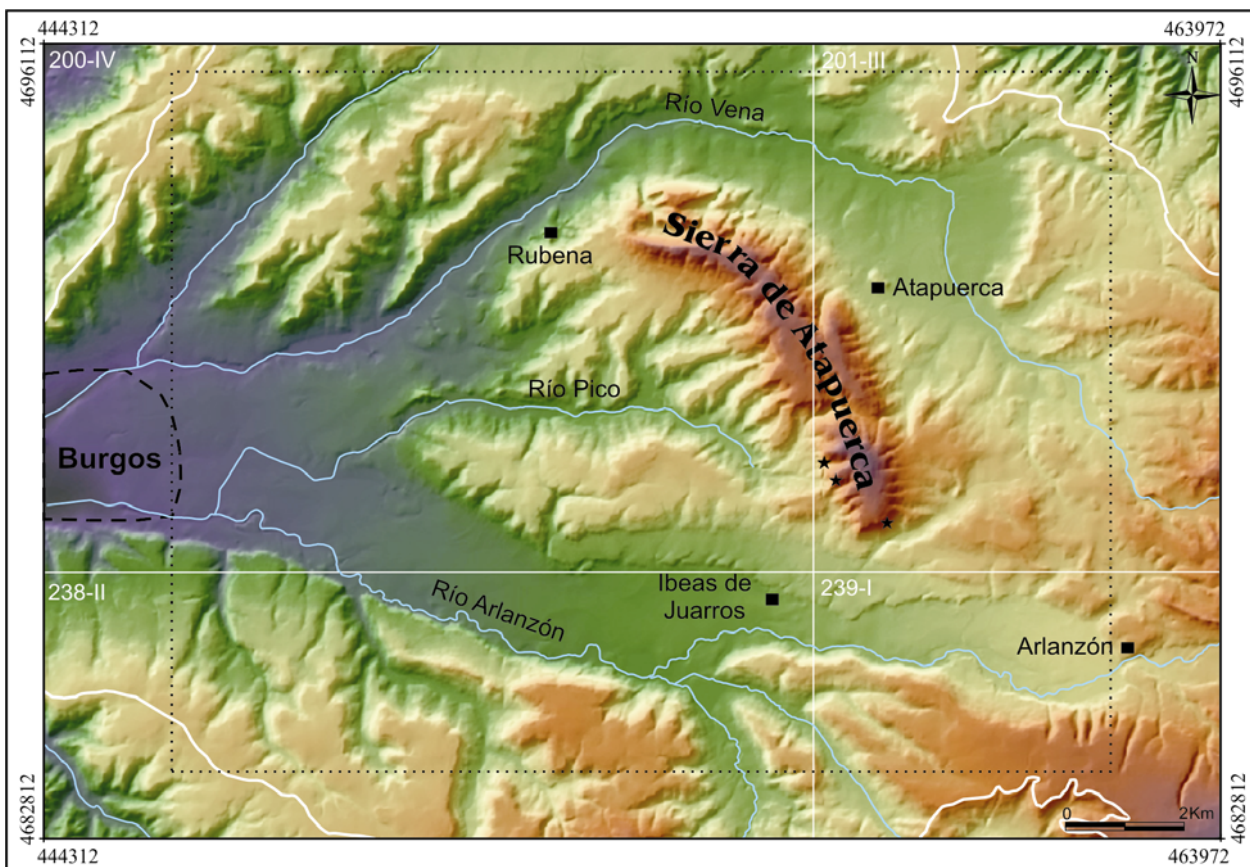


Figura 5.1. Localización del área de trabajo. La cuadrícula y números blancos corresponden a las hojas topográficas de la serie escala 1:25.000 del Instituto Geográfico Nacional. Línea blanca curvada: límite de la zona donde se ha realizado el análisis estadístico actual. Asteriscos: localización de los yacimientos paleoantropológicos de la Sierra de Atapuerca. Rectángulo negro punteado: área de construcción de los mosaicos del paisaje neógenos y cuaternarios.

El análisis físico de este territorio y la clasificación se ha realizado partiendo de la información contenida en el mapa geomorfológico, en el mapa geológico y en el modelo digital de elevaciones (MDE10). Como ya se indicó, en el mapa geológico, de escala 1:10.000, se recoge y unifica la información de las hojas geológicas 1:50.000 de la Serie Magna del IGME (Boquera *et al.*, 1978b; Olivé *et al.*, 1990; Pineda 1997a; García *et al.*, 1997), del Mapa Geológico 1:200.000 elaborado por la Junta de Castilla y León (Cabrera *et al.*, 1997), y se introducen nuevos datos cartográficos obtenidos del trabajo de campo y la fotointerpretación. La cartografía geomorfológica también se ha realizado a escala 1:10.000 a partir de fotogramas aéreos de escala 1:18.000 y 1:30.000 y de trabajo de campo. El análisis del relieve y los modelos digitales del terreno derivados se han obtenido del MDE10, construido a partir de la topografía 1:10.000 de la Diputación Provincial de Burgos, del Servicio Geográfico del Ejército y del Ayuntamiento de Burgos que cubren la zona de estudio.

Como las características geológicas y geomorfológicas de este territorio son temas ya tratados con mayor detalle a lo largo de los diferentes capítulos de esta Tesis Doctoral, en este apartado sólo se procederá a la descripción orográfica.

5.1.1. CARACTERÍSTICAS DEL RELIEVE.

El estudio de las características del relieve se ha realizado utilizando el modelo digital de elevaciones y las principales variables topográficas que de él se derivan. A partir del MDE10 se han construido los modelos digitales de pendientes, orientación y curvatura, utilizando el programa informático *ArcInfo* 8.2 (Apéndice III.1), y además se ha hecho un análisis comparativo de tres métodos para estimar la rugosidad. Las estadísticas básicas y la distribución de frecuencias se muestra en las Figuras 5.2 y 5.4, donde se ha realizado un análisis de la zona total (A), de la zona total sin considerar la Sierra de Atapuerca (B) y exclusivamente de la área de la Sierra de Atapuerca (C), entendiéndola como la extensión ocupada por los materiales mesozoicos y del Oligoceno-Mioceno inferior. En el análisis estadístico se han excluido los valles que drenan fuera de la zona de estudio (Figura 5.1).

Las alturas, agrupadas en intervalos de altura de 25 m, muestra una distribución cercana a la distribución normal en la zona total y en la zona que no incluye la Sierra, mientras que en la Sierra de Atapuerca, la distribución está sesgada hacia cotas de 1050-1075, que corresponden al desarrollo altimétrico la superficie de erosión SE1 y la superficie de erosión SE2. Como es de suponer la Sierra de Atapuerca representa un incremento de altitud (altura media de 1030,9 m) respecto a su entorno (altura media de 951,6 m).

La agrupación en clases para la distribución de frecuencias de la pendiente se ha realizado acorde con su relación con los procesos geomorfológicos y sus formas más frecuentes (E. Scholt, en Demek, 1972). Mientras que en los alrededores de la Sierra predominan las pendientes entre 0 y 2 grados, correspondientes a zonas planas sin apenas escorrentía ni procesos gravitacionales, en la Sierra de Atapuerca abundan más las pendientes entre 5-15°, con medias de 8,7°, correspondientes a laderas con escorrentía en manto y reguero, e inicio de procesos gravitacionales. Hay que destacar que los valores máximos de pendiente en la Sierra de Atapuerca están asociados a las canteras situadas en el extremo norte de la Sierra.

Las orientaciones preferentes en los alrededores son N y NO, con un valor medio del vector suma de 288,2°. En la Sierra de Atapuerca predominan las orientaciones NE y SO, con medias de 61,8°, que son perpendiculares a la dirección general de la Sierra (SE-NO).

La curvatura, cuyos valores negativos representan formas cóncavas y los valores positivos formas convexas, ha sido agrupada en las siguientes clases: cóncavo ($<-0,3 \text{ } 100/\text{m}$), plano o casi plano ($-0,3 \text{ } 0,3 \text{ } 100/\text{m}$) y convexo ($>0,3 \text{ } 100/\text{m}$). Las frecuencias de la curvatura muestran distribuciones semejantes, aunque en el área que excluye a la Sierra, los valores medios están más próximos al valor cero (formas planas), que en la Sierra de Atapuerca.

La rugosidad se puede definir como una propiedad adimensional cuantitativa que expresa la variabilidad o lo variado del relieve de un punto respecto a su entorno inmediato (Bosque, 1992). No existen criterios uniformes para el cálculo del modelo de rugosidad, siendo la única premisa fundamental que las estimaciones de la rugosidad sean lo más independientes posibles del resto de parámetros topográficos y que presenten cierta independencia de la escala de análisis (Felicísimo, 1994). En este trabajo se han aplicado tres métodos distintos (Figura 5.3).

El primer método es utilizar la dimensión fractal como medida de intensidad del relieve (Felicísimo, 1994; Sanz, 2001), de forma que una superficie de rugosidad baja tendrá una dimensión fractal cercana a 2, mientras que en una superficie de máxima rugosidad teórica su dimensión fractal sería 3. El cálculo de la dimensión fractal (Figura 5.3), se ha realizado con el módulo que contiene el programa *Idrisi32*.

El segundo método pertenece a un grupo metodológico mayor donde se emplean los estadísticos (media, desviación estándar, varianza, etc) de las otras variables topográficas

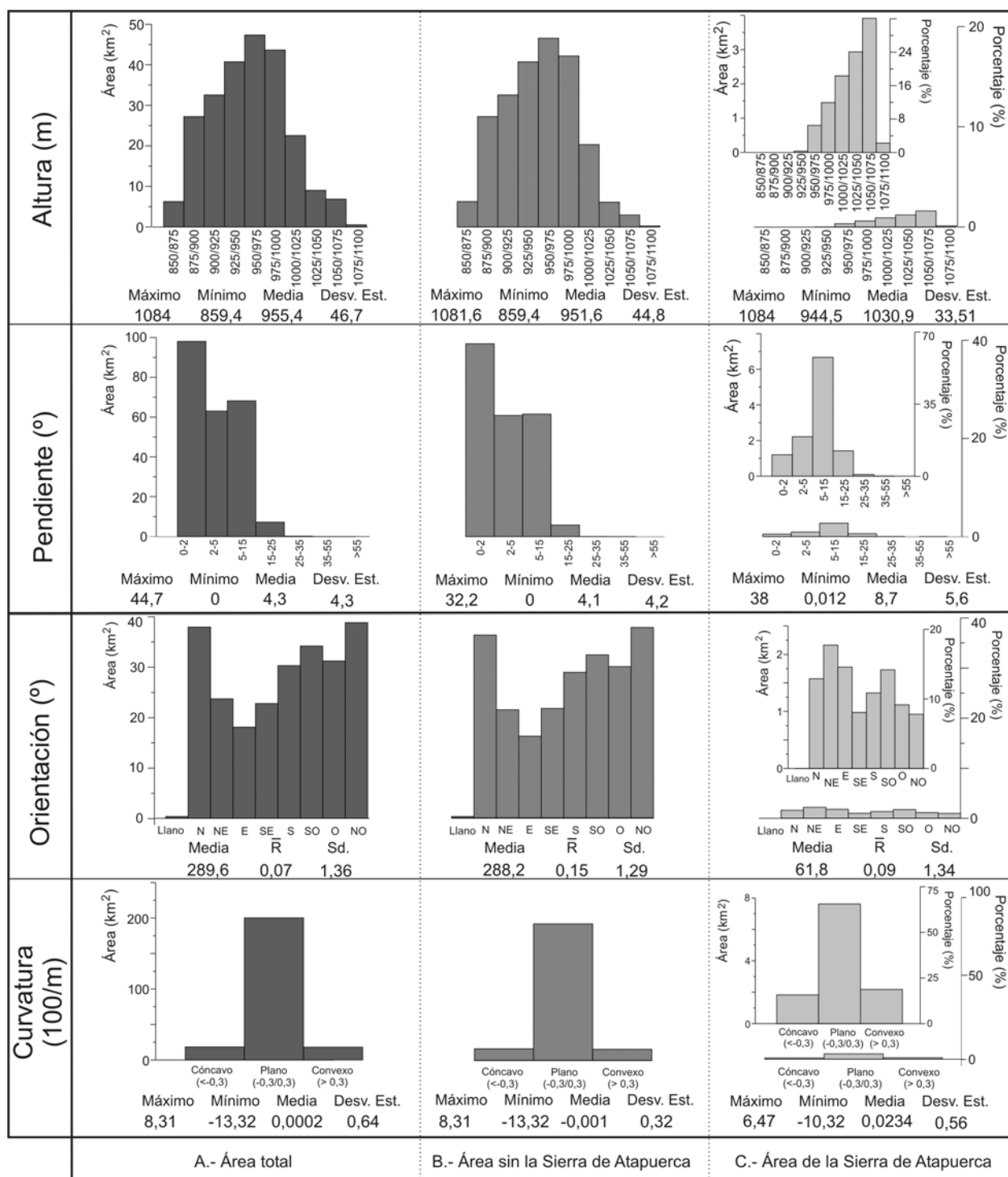


Figura 5.2. Estadística básica de los principales modelos digitales del terreno derivados: altura, pendiente, orientación y curvatura total. Estadísticas circulares: Media: orientación del vector suma; R: módulo del vector suma; Sd: desviación angular.

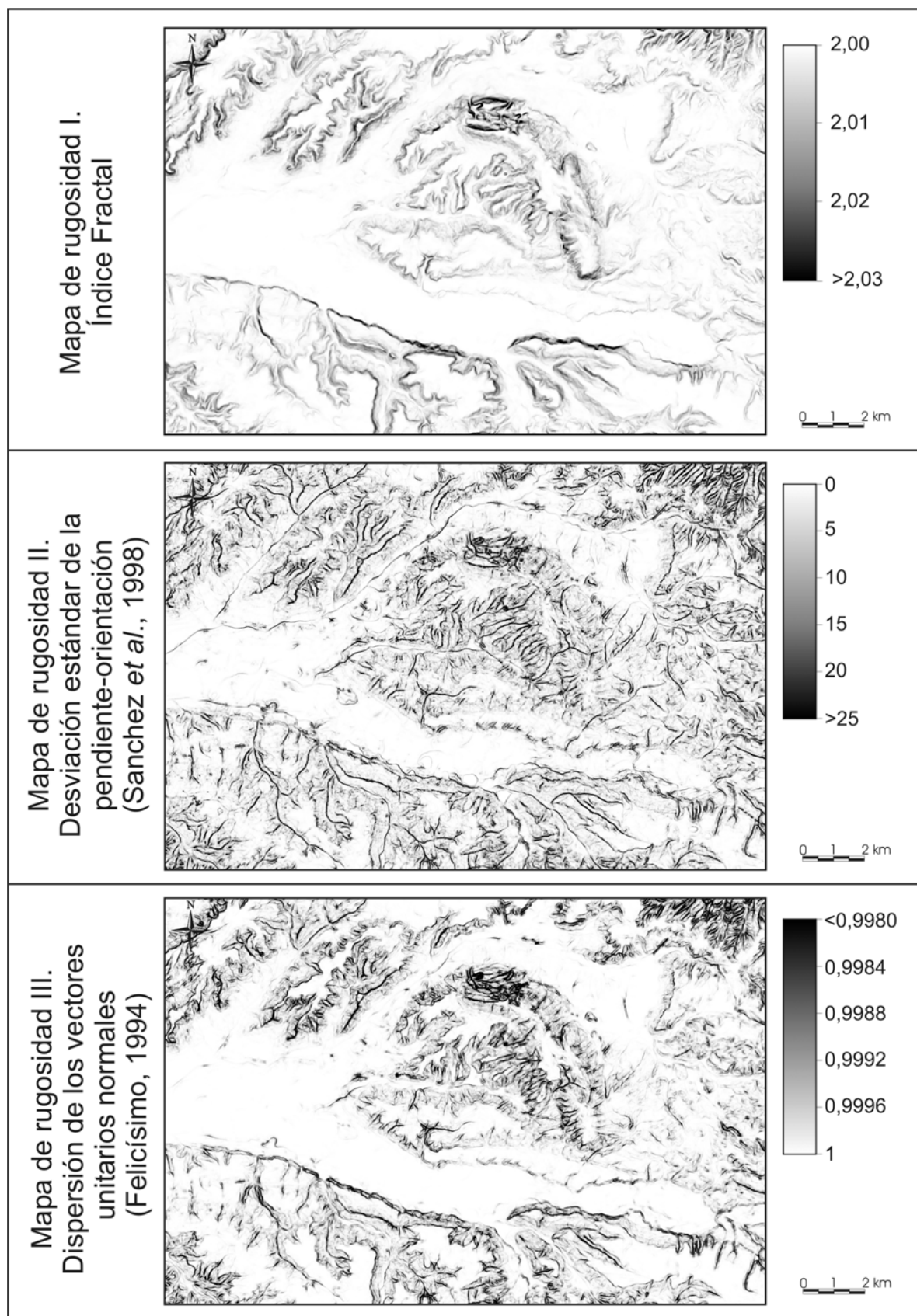


Figura 5.3. Modelos de rugosidad contruidos: I) Índice Fractal, II) Desviación estándar de la pendiente-orientación (Sánchez *et al.*, 1998) y III) Dispersión de los vectores unitarios normales a la superficie (Felicísimo, 1994).

(altura, pendiente, orientación, etc) como medida de variabilidad del relieve. Dentro de este grupo, el modelo de rugosidad utilizado es el índice propuesto por Sánchez *et al.* (1998), en el cual se expresa la variabilidad conjunta de la pendiente y la orientación, calculada por medio de la desviación típica de la pendiente y la orientación en el entorno de las ocho celdas más cercanas al punto problema. La problemática que plantea la distribución circular de la orientación, es resuelta por Sánchez *et al.* (1998), mediante la transformación de la orientación en dos variables lineales, una que expresa la variación lineal de la orientación de norte a sur y otra que la expresa de este a oeste, para posteriormente combinar ambos modelos con una superposición lógica, donde el valor resultante es el máximo de los dos. El resultado, en el cual se ha perdido el valor absoluto de la orientación, expresa la variación de la orientación de forma lineal. La desviación estándar de este modelo derivado de la orientación y del modelo de pendiente, calculadas ambas para el entorno de las ocho celdas más próximas, se superponen por multiplicación, dando como resultado el modelo final de rugosidad. Siguiendo este procedimiento se ha calculado el mapa de rugosidad del modelo digital de elevaciones (Figura 5.3).

El último modelo de rugosidad se ha elaborado según en el método propuesto por Felicísimo (1994), que se basa en la dispersión o suma vectorial de los vectores unitarios perpendiculares a la superficie (Hobson, 1972). Partiendo de una superficie de pendiente (γ) y orientación (Φ) conocidas, el vector unitario normal a la superficie en un punto i está definido por sus coordenadas rectangulares, de expresiones:

$$X_i = \sin \gamma_i \cdot \cos \Phi_i$$

$$Y_i = \sin \gamma_i \cdot \sin \Phi_i$$

$$Z_i = \cos \gamma_i$$

, a partir de las cuales se puede calcular el módulo del vector suma:

$$R = ((\sum x_i)^2 + (\sum y_i)^2 + (\sum z_i)^2)^{1/2}$$

Este módulo, aplicado a un conjunto de vectores, es un indicador de agrupación inversamente proporcional a la rugosidad, de modo que en terrenos uniformes de baja rugosidad, donde los vectores son paralelos y la dispersión mínima, la suma de los vectores alcanzará su máximo valor, mientras en terrenos de rugosidad y dispersión máxima, la suma

vectorial dará su valor más bajo. Por lo tanto, si normalizamos el módulo del vector suma, dividiéndolo entre el tamaño muestral N , el resultado variará entre 0, donde la rugosidad es máxima, y 1 donde la rugosidad es mínima. Aunque este módulo es complementario de la varianza esférica o ϖ (Band, 1989), expresada como:

$$\varpi = 1 - \frac{R}{n}$$

, en este trabajo se ha decidido construir el mapa rugosidad a partir del módulo del vector suma normalizado, considerando el entorno de las ocho celdas más próximas al punto problema (Figura 5.3).

La distribución de frecuencias de los tres modelos de rugosidad para la Sierra de Atapuerca y alrededores se muestra en la Figura 5.4. En el caso del modelo de rugosidad basado en la desviación estándar de la pendiente y la orientación (Sánchez *et al.*, 1998), se han utilizado las clases propuestas por estos autores. Para el índice fractal, los valores se han dividido en tres clases atendiendo a su distribución en el terreno, mientras que en el caso del índice de rugosidad basado en la dispersión de los vectores unitarios vectores normales a la superficie se ha utilizado un intervalo de 0,001.

Como se puede observar en los modelos de rugosidad basados en la dispersión de los vectores unitarios y en la desviación estándar de la pendiente y la orientación (Figuras 5.3 y 5.4), la rugosidad es baja o muy baja en el conjunto de la zona y en la Sierra, aunque en ésta, aumenta sensiblemente, de forma que las mayores rugosidades se localizan en los fondos de valles angostos y en las zonas de canteras de la Sierra, situadas principalmente en su extremo norte. Del mismo modo, el modelo de rugosidad del índice fractal también presenta valores bajos en el conjunto de la zona, pero sin embargo, aumentan en mayor proporción en la zona de la Sierra, donde alcanzan valores medios de 2,006, que han sido propuestos como rugosidades medias.

Como se puede observar en el análisis de interdependencia entre las distintas variables topográficas (Apartado 5.1.2.2, Tabla 5.1), el modelo de rugosidad basado en el índice fractal (Idrisi32), presenta una elevada correlación con el modelo de pendientes ($R = 0,925$), por lo que resultan más apropiados cualquiera de los otros dos modelos de rugosidad para estimar la variabilidad del relieve, ya que tienen una baja correlación o interdependencia con el resto de las variables y por tanto representarían características distintas del relieve.

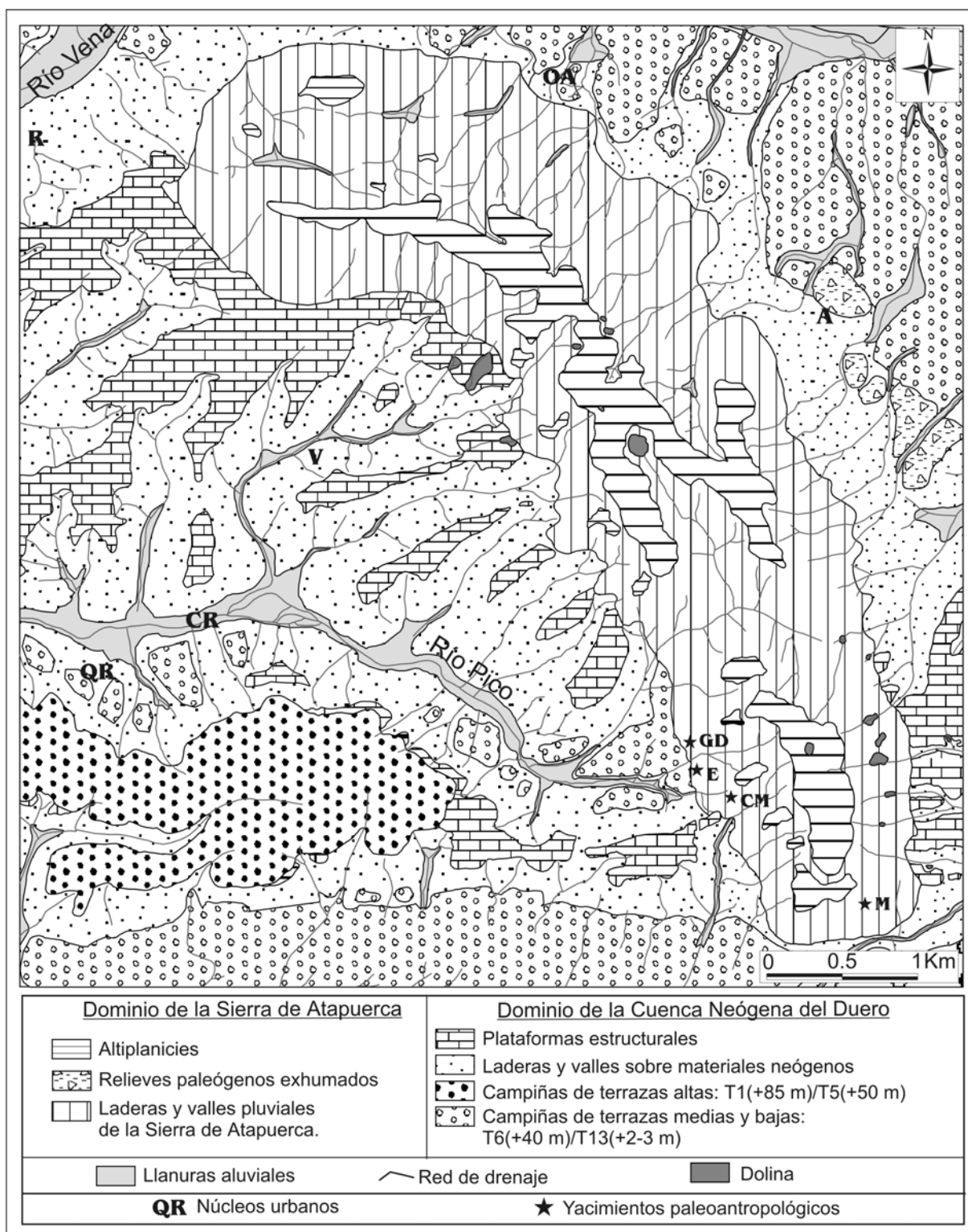


Figura 5.5. Clasificación del paisaje según las principales unidades geológicas y geomorfológicas. Yacimientos paleoarqueológicos: GD, Galería y Dolina; E, Elefante; CM, Cueva Mayor; M, Mirador. Núcleos Urbanos: R, Rubena; OA, Olmos de Atapuerca; A, Atapuerca; V, Villalval; QR, Quintanilla-RíoPico; CR, Cardeñuela-RíoPico.

5.1.2. CLASIFICACIÓN DEL PAISAJE.

El paisaje es un concepto complejo, influenciado por una diversidad de factores físicos y biológicos, como pueden ser la geología, la geomorfología, la topografía, los suelos, la vegetación, el clima, la fauna y los usos del suelo; además de otros factores más subjetivos como puede ser la percepción del observador.

En este trabajo se han realizado tres propuestas de clasificación física del paisaje, para lo cual se han considerado tres factores: geología, geomorfología y topografía; que están fuertemente relacionadas entre sí y además de su propio valor paisajístico, condicionan en gran medida otras características físicas y bióticas del paisaje.

5.1.2.1. Criterios geológico-geomorfológicos regionales. Unidades morfoestructurales.

Una primera propuesta de ordenación del paisaje físico de la Sierra de Atapuerca se ha realizado utilizando las unidades geológicas y geomorfológicas regionales y sus elementos. A partir de las cartografías, se han simplificado y combinado las unidades geológicas y geomorfológicas, optando por una clasificación sencilla donde se recojan las unidades fisiográficas fundamentales con sentido paisajístico de la Sierra de Atapuerca. En la definición de estas unidades han sido tenidas en cuenta diversas características, como son la litología, la estructura, la morfología, los suelos y la percepción visual del paisaje. Un extracto de la cartografía de esta clasificación del paisaje, correspondiente a la Sierra de Atapuerca y su entorno inmediato, se presenta en la Figura 5.5.

En la clasificación del paisaje se han separado las dos grandes divisiones del paisaje que quedan definidas por los dominios morfoestructurales presentes en la región: el Dominio de Sierra y el Dominio de Cuenca.

Dominio de Sierra. Engloba a los materiales mesozoicos (Triásico, Jurásico y Cretácico), así como a las brechas carbonatadas del Oligoceno-Mioceno inferior. Dentro de este dominio se han separado una primera unidad, denominada la Unidad de Altiplanicies, que está compuesta por la superficie de erosión que ocupa la zona culminante de la Sierra, denominada SE1 en este trabajo y S₀ por Zazo *et al.* (1983), y las dos superficies de erosión más recientes y de menor desarrollo (SE2 y SE3). Una segunda unidad es la Unidad de Laderas y Valles de la Sierra, donde se han incluido tanto los valles de génesis pluvial como los valles de control litoestructural, que se agrupan en el extremo norte a favor de las fallas, cabalgamientos y litologías carbonatadas. Una tercera unidad ha sido reservada

para los relieves paleógenos exhumados (Atapuerca), que aunque pertenecientes a la Sierra están aislados de ésta por los materiales terciarios neógenos.

Dominio de Cuenca. Este dominio incluye a los terrenos ocupados por los sedimentos neógenos de la Cuenca del Duero y los depósitos cuaternarios que se apoyan sobre ellos. Al igual que el dominio anterior se ha dividido en varias unidades. La Unidad de Plataformas Estructurales engloba a los relieves formados a favor de las capas horizontales y subhorizontales de calizas lacustres, las cuales forman áreas de topografía bastante llana y con bordes abruptos que los separan de la Unidad de Laderas y Valles sobre los materiales neógenos. Sobre ambas unidades se pueden encontrar las unidades de campiña, donde se han diferenciado la Unidad de Campiñas de las Terrazas Altas, representada por las terrazas fluviales más antiguas, desde T2_{AZN} (+85 m) hasta T6_{AZN} (+ 44-46 m), y la Unidad de Campiña de Terrazas Medias y Bajas, que comprende a las terrazas medias y bajas, desde T7_{AZN} (+40m) hasta T13_{AZN} (+2-3 m). Cada una de las unidades de campiña también engloba a los abanicos aluviales y coluviones asociados a los respectivos niveles de terraza.

Dentro de estas unidades, se encuentran elementos del paisaje que pueden ser propios de cada unidad o comunes, como pueden ser dolinas, escarpes, crestas estructurales, cejas, fondos de valle y llanuras aluviales.

5.1.2.2. Criterios morfométricos. Clasificación automática del terreno.

La clasificación del relieve en unidades morfométricas se ha realizado utilizando la información cuantitativa que proporcionan los modelos digitales del terreno, mediante la aplicación de técnicas de cartografía automática del relieve. Estas técnicas permiten gestionar la información continua y cuantitativa contenida en los modelos digitales del terreno y simplificarla en unidades discretas o clases, que representen zonas de características topográficas homogéneas a la escala de estudio.

La utilidad de los MDT en diversas ciencias, como la geomorfología, geología, biología, arqueología, etc, (Wilson y Gallant, 2000; Felicísimo 1997), y el avance de los Sistemas de Información Geográfica, capaces de gestionar y procesar esta información de forma cada vez más rápida, han permitido la aplicación de estas técnicas, de manera cada vez más asidua, para la descripción y cartografía de diferentes características del paisaje. Los modelos digitales del terreno y las técnicas de cartografía automática del relieve han sido desarrolladas y empleadas en el ámbito de la Geomorfometría, aplicándose a numerosos trabajos (Pike, 1995, 2000), como en el análisis y cartografía de las morfologías (Dikau, 1989;

Graff y Usery, 1993; Brabyn, 1998; Unbenannt, 1999; MacMillan *et al.*, 2000; Burrough, *et al.*, 2000; Romstab, B., 2001; Sanz, 2001), en la definición de unidades fisiográficas homogéneas (Guzzetti y Reichchenbach, 1994; Miliaresis y Argialas, 1999), en el análisis de la organización del terreno (Guth, 1999, 2001, 2002), o en la caracterización y clasificación de paisajes (Sulebak *et al.*, 1997, Rigon y Cozzini, 2001; Pike, 2001; Brown *et al.*, 1998). Con objeto de mejorar las clasificaciones, la información que proporcionan los modelos digitales de elevaciones puede ser combinada o complementada con otras variables cuantitativas no topográficas, entre las cuales resultan especialmente propicias los valores de reflectancia contenidos en las imágenes de satélite, ya que comparten la misma estructura que los modelos digitales del terreno matriciales. En este sentido, se han combinado los modelos digitales del terreno y las imágenes de satélite para la extracción de unidades morfológicas regionales (Miliaresis, 2001), en la cartografía y modelización de suelos (Ventura e Irvin, 2000; Bruin y Stein, 1998), o en estudios sobre vegetación (Franklin, 1987; Castro y Chuvieco, 1997; Wheatley *et al.*, 2000).

En este trabajo las técnicas de cartografía automática se han empleado para discretizar la información de los modelos digitales del terreno en unidades topográficas homogéneas que formen el mosaico del paisaje. Pese a que este paisaje quede definido desde una perspectiva física, las características morfométricas ejercen un importante control en numerosos procesos geomorfológicos y ecológicos, y pueden ser utilizadas para predecir la distribución de otras características físicas y bióticas del paisaje (Barrio *et al.*, 1997).

La cartografía automática se ha realizado siguiendo las pautas sintetizadas por Weibel y DeLotto (1988), quienes resumen las técnicas de clasificación estadística del relieve aplicados a la información cuantitativa multicapa. Estas técnicas tienen un elevado grado de convergencia con las técnicas usadas en Teledetección. Mientras que en Teledetección la información multicapa está representada por las diferentes bandas espectrales de las imágenes de satélite, en la clasificación del relieve las distintas capas de información son los modelos digitales del terreno (altura, pendiente, orientación, curvatura, etc.). A este concepto de matriz tridimensional, donde todas las capas tienen idéntica georeferencia y cada capa recoge la información de una variable topográfica, Felicísimo (1994) lo denomina Modelo Digital Multivariante o MDM.

Así, cada unidad del relieve quedará definida por una signature geométrica (Pike, 1988a, 1988b), o conjunto de variables topográficas que describen las formas del terreno lo suficientemente bien para discriminar entre las distintas morfologías del paisaje. La signature geométrica forma parte de un concepto más amplio y de compleja determinación: la signature geomorfológica (Pike, 1988a; Giles, 1997), que además de la forma del relieve, debería incluir otras características, tales como litología, estructura, suelos, vegetación, clima o edad.

Al igual que en Teledetección, la clasificación puede dividirse en dos métodos: el método supervisado, que requiere un conocimiento previo de las clases o firmas geométricas, y el método no supervisado, que no requiere un conocimiento previo de las clases, ya que agrupa la información en grupos o clases siguiendo tendencias estadísticas naturales, pero que sin embargo, necesita una interpretación de los resultados para determinar si la agrupación estadística refleja el contenido temático que el usuario pretende deducir (Chuvieco, 2002).

Debido a la complejidad del paisaje y a la diversidad de características a analizar, no existe un conjunto de variables prescritas. En general, las variables a utilizar deben influir en el fenómeno objeto de análisis y ser independientes entre sí, procurando que cada variable refleje una propiedad distinta. Con el objetivo de establecer el grado de correlación entre las variables y discriminar aquellas que sean menos interdependientes, se ha realizado un análisis de regresión lineal entre los principales modelos derivados del MDE (Tabla 5.1). Los modelos derivados han sido calculados con *ArcInfo* 8.2, excepto el índice fractal que ha sido calculado con el módulo que implementa *Idrisi32*. Este análisis muestra que los coeficientes de correlación entre los distintos modelos son muy bajos, con excepción de los valores marcados en cursiva, de los cuales cabe destacar la elevada correlación entre el índice fractal y la pendiente ($R = 0,925$), y entre los modelos de rugosidad basados en la desviación estándar y en la dispersión de los vectores unitarios ($R = -0,758$), así como la baja correlación de éstos con el índice fractal ($R = 0,055$ y $R = -0,304$ respectivamente). De este análisis, se deduce que para medir la rugosidad del relieve en este territorio, resultan más adecuado los métodos de la desviación estándar de la orientación-pendiente (Sánchez *et al.*, 1998) o de la dispersión de los vectores unitarios normales a la superficie (Felicísimo, 1994), que el índice fractal, ya que como se dijo es preferible que la rugosidad sea lo más independiente del resto de parámetros topográficos.

En función de estos datos, las variables escogidas para la clasificación han sido la pendiente, la curvatura total y la rugosidad (dispersión de los vectores unitarios normales). Estas tres variables presentan una baja correlación entre ellas y a su vez tienen una importante influencia en los procesos geomorfológicos y ecológicos. La pendiente es un atributo que condiciona fuertemente dichos procesos, controlando la velocidad del flujo superficial y subsuperficial, las propiedades del suelo y la energía gravitacional, además de otras características como la vegetación. La curvatura a su vez influye en la convergencia y divergencia de flujos, en las tasas de erosión-sedimentación, en las propiedades del suelo (humedad) y en la aceleración del flujo (Moore *et al.*, 1991, 1993; Wilson y Gallant, 2000). Por otra parte, un significado directo de la rugosidad, además de la expresión de la variabilidad del relieve, puede ser la dificultad o coste para desplazarse por el terreno en

cualquier dirección, de forma que con rugosidades altas el coste será mayor y viceversa. Se ha decidido utilizar el método de la dispersión de los vectores unitarios normales a la superficie (Felicísimo, 1994), frente al método de la desviación estándar de la pendiente y la orientación elaborado por Sánchez *et al.* (1998), puesto que no se ve afectado por la problemática asociada a la distribución circular de la orientación.

Coeficiente de correlación (R)	Pendiente	Orientación	Curvatura total	Curvatura Profile	Curvatura Plan	Rugosidad 1	Rugosidad 2	Rugosidad 3	Flujo acumulado	Distancia de flujo aguas arriba	Distancia de flujo aguas abajo
Altura	0,184	-0,086	0,083	-0,104	0,023	0,124	0,066	-0,101	-0,057	-0,099	0,622
Pendiente		-0,082	0,027	0,010	0,062	0,925	0,100	-0,101	-0,036	0,073	-0,033
Orientación			-0,004	0,004	-0,004	-0,048	-0,022	0,027	0,016	0,027	-0,053
Curvatura total				-0,867	0,769	0,028	-0,169	0,056	-0,058	-0,137	0,002
Curvatura Profile					-0,348	0,004	0,155	-0,045	0,055	0,103	-0,00008
Curvatura Plan						0,058	0,769	0,047	-0,038	0,124	0,004
Rugosidad 1							0,055	-0,304	-0,023	-0,050	-0,059
Rugosidad 2								-0,758	0,084	0,128	0,00003
Rugosidad 3									-0,011	-0,019	0,030
Flujo acumulado										0,917	-0,023
Distancia de flujo aguas arriba											-0,03

Tabla 5.1. Coeficientes de correlación entre los principales modelos digitales del terreno derivados. Rugosidad 1: dimensión fractal; Rugosidad 2: desviación estándar de la pendiente-orientación (Sánchez *et al.*, 1998); Rugosidad 3: dispersión de los vectores unitarios normales a la superficie (Felicísimo, 1994).

Para realizar la clasificación de este MDM, compuesto de pendiente, curvatura y rugosidad, se ha elegido el método no supervisado, en concreto el algoritmo ISODATA (*Iterative Self-Organizing Data Analysis Technique*), disponible en *Idrisi32*. Este algoritmo incorpora un proceso interactivo en el que a cada una de las N clases iniciales le son asignados valores medios arbitrarios y los datos son clasificados agrupándose en la clase de valor medio más próximo. Una vez están asignados todos los datos, se recalculan las medias a partir de los nuevos grupos y se vuelven a reclasificar los datos en función de las nuevas medias. El mismo proceso se repite hasta que no se detecta ningún cambio significativo en la asignación de los datos. Antes de este proceso, el usuario sólo debe especificar el número de interacciones y el número de clases N .

El número de clases, N , ha sido determinado realizando el análisis de la curva del histograma de un *cluster* convencional aplicado al MDM (Figura 5.6). El *cluster* realizado

arroja un total de 50 clases, que se han distribuido en el histograma de mayor a menor frecuencia. La curva del histograma presenta una serie rupturas mayores, que representan los cambios significativos en la ocurrencia de los grupos y que a su vez dividen la curva en 5 tramos o grupos principales de tendencia semejante (Figura 5.6). Acorde con este análisis, se ha especificado un número de cinco clases en la ejecución del algoritmo ISODATA. El número de interacciones ha sido de 6.

La cartografía resultante de la clasificación, junto con los parámetros estadísticos más significativos de la signature geométrica y su distribución, se muestra en la Figura 5.7.

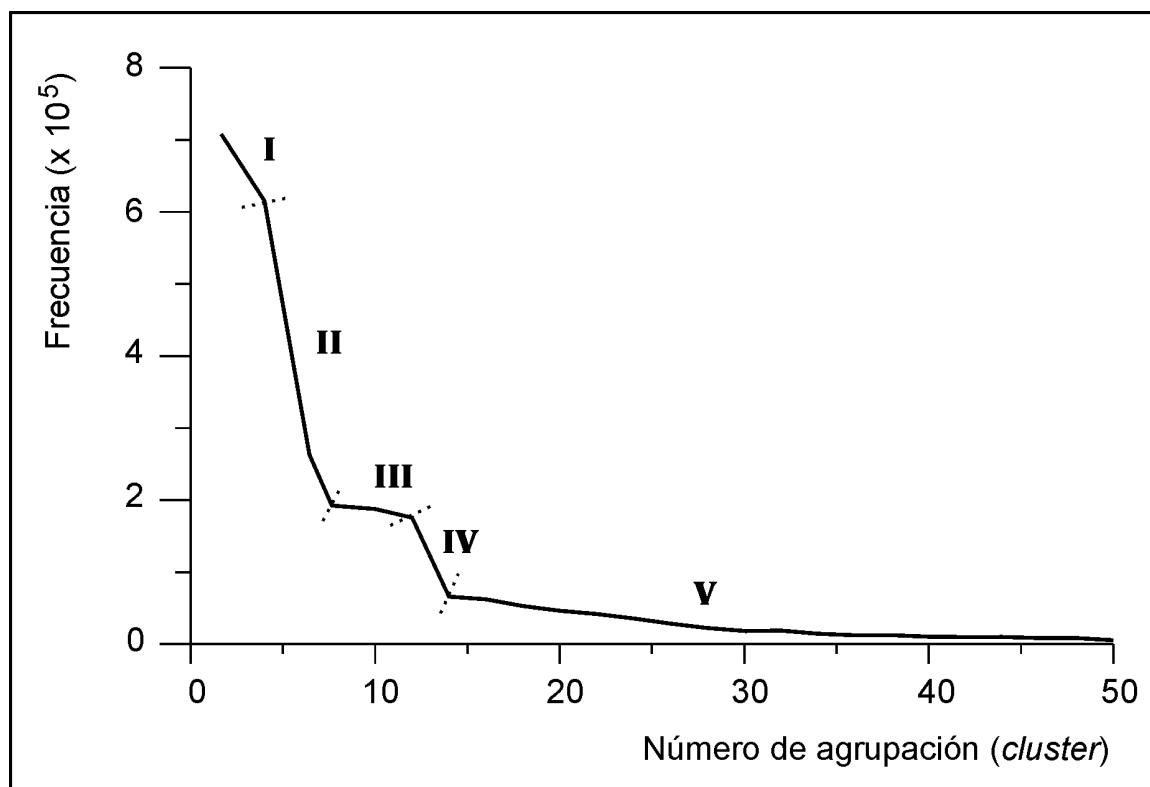


Figura 5.6. Histograma del *cluster* del MDM de pendiente, curvatura y rugosidad. Los números de I a V indican el número de tramos generales de tendencia semejante, separados por rupturas mayores.

La clase 1 de esta clasificación (Figura 5.7), corresponde a fondos de valle estrechos y canales de las llanuras aluviales, donde la curvatura es claramente cóncava (media igual a $-0,54 \cdot 100/m$), con pendientes intermedias (media igual a $7,31^\circ$) y la mayor rugosidad (media del módulo del vector suma normalizado igual a 0,9991), como consecuencia de los fuertes cambios en la orientación y la pendiente de los fondos de valle y los bordes de canales.

La clase 2, agrupa los valores medios más bajos de pendiente ($1,39^\circ$) y menor curvatura ($-0,01 \cdot 100/m$), junto con las zonas menos rugosas ($0,99999$). Se trata de zonas bastante llanas y lisas que corresponden a las llanuras de inundación, planos de las terrazas, planos estructurales, páramos sobre calizas neógenas, superficies de erosión intraterciarias y laderas muy suaves.

La clase 3 se caracteriza por valores medios de pendiente de $4,81^\circ$, curvatura de $0,08 \cdot 100/m$, y rugosidad de $0,9999$. Son laderas con pendientes intermedias, ligeramente cóncavas o lisas y rugosidades bajas. Estas laderas aparecen como franjas irregulares en las laderas bordeando los fondos de valle y las llanuras aluviales, escarpes de terraza coluvionados y bordes degradados de la clase 2 (terrazas, páramos superficies de erosión y planos estructurales).

En clase 4 la pendiente media es de $11,67^\circ$, la curvatura media igual a $-0,09 \cdot 100/m$ y la rugosidad de $0,9998$. Está asociada a las zonas de ladera de mayor pendiente, lisas o ligeramente cóncavas y rugosidades bajas. Son vertientes de inclinación acusada que se forman bajo el borde de las plataformas de materiales terciarios y de las terrazas fluviales, así como otras laderas de fuerte inclinación en los materiales terciarios y mesozoicos.

Y por último, la clase 5, cuya pendiente media es de $10,83^\circ$, curvatura media de $0,51 \cdot 100/m$ y valores medios de rugosidad de $0,9993$. Son los bordes quebrados de planos y crestas, con pendientes intermedias, rugosidades bajas-intermedias y curvatura especialmente convexa.

En la región estudiada la clase que ocupa mayor extensión es la clase 2, que corresponde a las zonas llanas y lisas de las llanuras aluviales, terrazas, páramos y superficies de erosión. Esta clase ocupa un $51,6\%$ (135 km^2), seguida por la clase 3 con un $22,2\%$ (58 km^2), la clase 4 ($11,9\%$; 31 km^2), la clase 5 ($7,4\%$; $19,3 \text{ km}^2$) y por último la clase 1 ($6,9\%$; 18 km^2). Mientras que si se considera exclusivamente a la Sierra de Atapuerca (Mesozoico y Oligoceno), las clases que mayor porcentaje ocupan son las correspondientes a las laderas, con el $25,68\%$ de la clase 4, el $26,84\%$ de la clase 3 y el $19,69\%$ de la clase 5. La clase 2 sólo ocupa el $15,12\%$ y se produce un aumento significativo de la clase 1 que pasa a representar el $12,65\%$ de la Sierra.

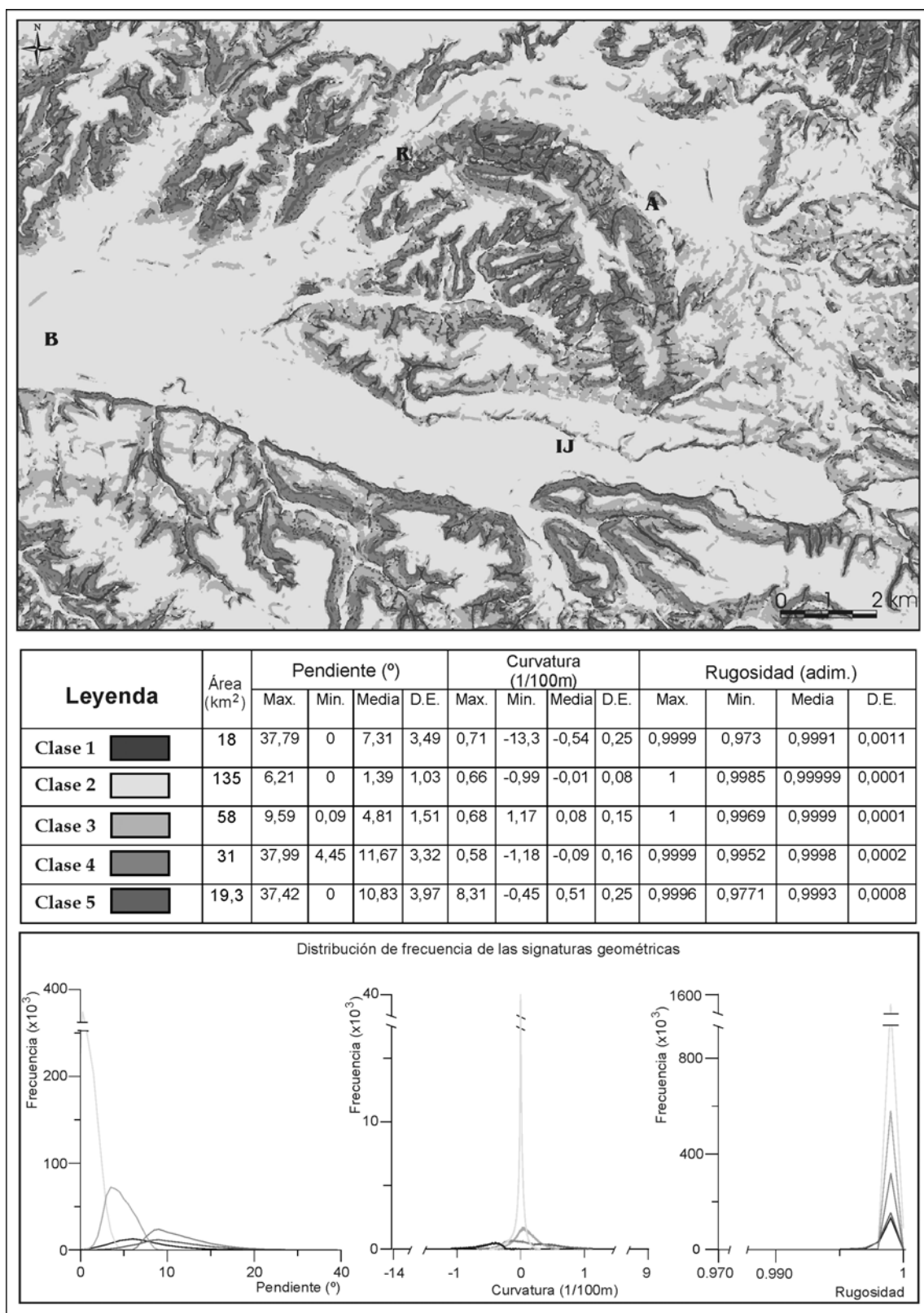


Figura 5.7. Clasificación automática del terreno del modelo digital multivariante formado por pendiente, curvatura y rugosidad, y signatura geométrica de las clases diferenciadas. Núcleos urbanos: B, Burgos; R, Rubena; A, Atapuerca; IJ, Ibeas de Juarros. Estadística: D.E., desviación estándar.

5.1.2.3. Criterios mixtos. Mosaico final del paisaje.

Como muestran las unidades morfométricas obtenidas, la clasificación automática del MDM compuesto por pendiente, curvatura y rugosidad, agrupa formas con características topográficas semejantes, pero de génesis y características litológicas muy diferentes. Por ejemplo, en la clase 2 se agrupan unidades que aunque comparten atributos topográficos semejantes, son unidades geomorfológicas dispares y con sentido paisajístico muy distinto, como es el caso de las llanuras aluviales y las superficies de erosión o los páramos sobre las calizas miocenas.

Para tratar de enmendar esta situación y añadir al mosaico del paisaje una nueva característica física que aporte un nuevo significado ecológico a las variables ya utilizadas, se ha procedido a combinar la clasificación obtenida con una síntesis del mapa geológico y el mapa geomorfológico, en el que se recogen los principales grupos litológicos, incluido el cuaternario. La litología influye de forma determinante en atributos del paisaje tales como el tipo de suelos, vegetación, hidrogeología, hidrología, procesos geomórficos, topografía, etc.; y por consiguiente, variaciones significativas en el sustrato dentro de una misma clase geométrica, supondrían disparidad en los procesos ecológicos que definen la unidad en cuestión.

Al tratarse de una variable no cuantitativa, su tratamiento no ha podido realizarse mediante las técnicas de clasificación estadística, por lo que se ha optado por una superposición lógica basada en el cruce de atributos de la síntesis litológica con las unidades morfométricas definidas en la clasificación automática. Esta superposición muestra todas las combinaciones posibles entre las categorías de las cartografías originales. Por ello, en la síntesis litológica se ha tratado de resumir la variedad litológica en los principales grupos de relevancia paisajística, evitando de este modo un número excesivo de clases que resulte redundante y complique la lectura final del mosaico del paisaje.

Los grupos litológicos de la síntesis son:

Grupo 1. Rocas carbonatadas mesozoicas (calizas, dolomías y margocalizas), y brechas calcáreas oligocenas. Además también incluye a las Facies Weald, ya que aunque contiene rocas terrígenas, éstas no están diferenciadas en la cartografía y la unidad presenta una elevada cantidad de rocas carbonatadas.

Grupo 2. Rocas siliciclásticas mesozoicas. Gravas, arenas y arcillas de la Formación Utrillas.

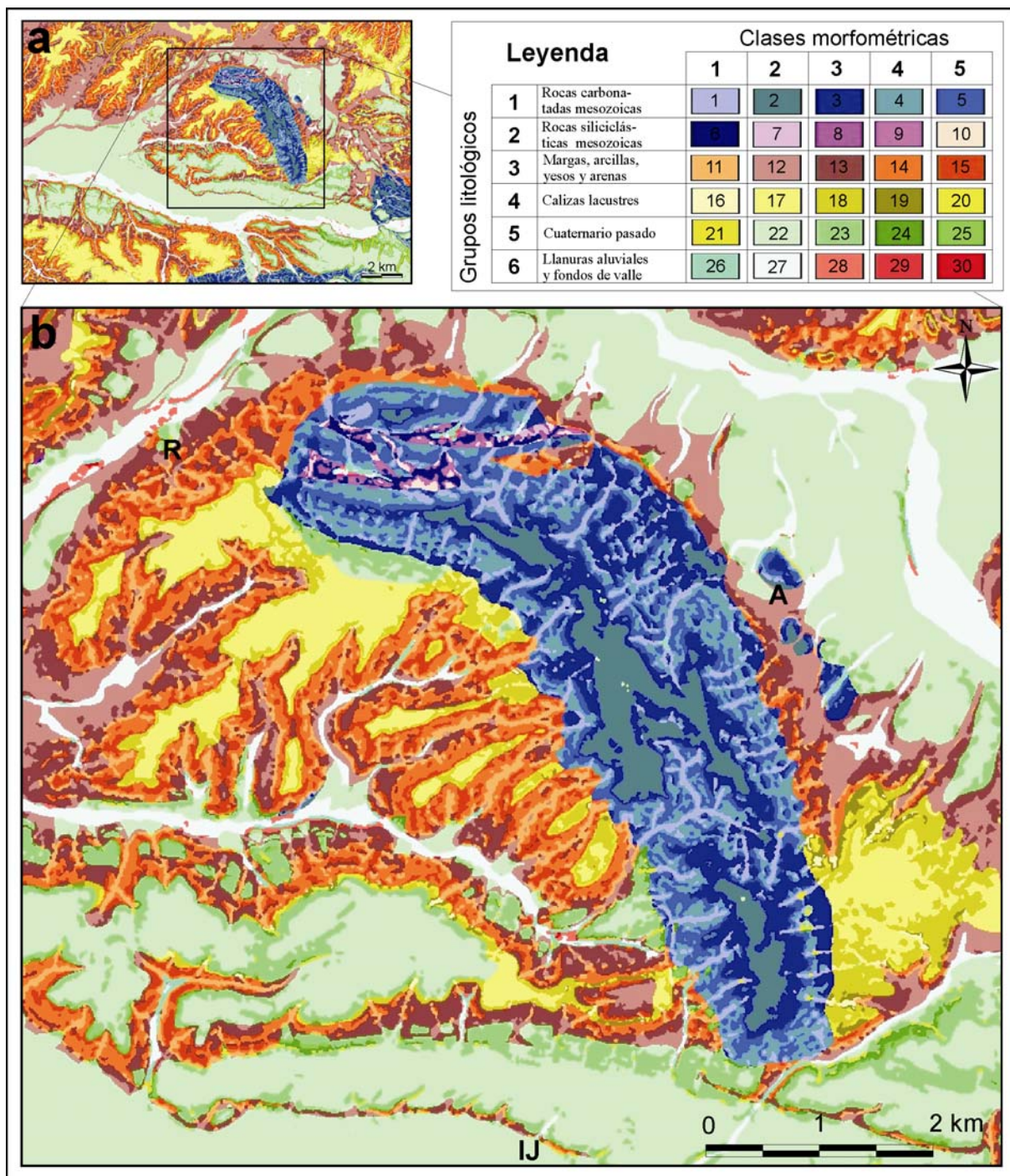


Figura 5.8. Mosaico del paisaje resultado del cruce de las unidades morfométricas con la síntesis litológica. Mapa a), zona completa. Mapa b), Sierra de Atapuerca y entorno más cercano. Núcleos urbanos: R, Rubena; A, Atapuerca; IJ, Ibeas de Juarros.

Grupo 3. Margas, margocalizas, yesos, arenas, limos, arcillas y conglomerados. En este grupo se encuentran incluidas la mayoría de las facies neógenas (Cuestas, Dueñas, Villatoro, Santa María del Campo, Tierra de Campos, Pedraja), y también el afloramiento de las Facies Keuper.

Grupo 4. Calizas lacustres horizontales y subhorizontales. Son las calizas neógenas que se han separado de las otras unidades, puesto que constituyen un elemento diferenciador del paisaje actual, formando plataformas, escarpes y páramos.

Grupo 5. Gravas, arenas, arcillas y margas. Corresponde a las gravas, arenas, arcillas y margas del Cuaternario pasado.

Grupo 6. Gravas, arenas, arcillas y margas contemporáneas. Cuaternario más reciente. Se ha separado de la unidad 5, ya que esta clase correspondería a los fondos de valle y llanuras aluviales que definen una mayor disponibilidad hídrica (cauces y niveles freáticos), y suelos menos evolucionados, que condicionan otros atributos del paisaje, como por ejemplo la vegetación.

El mosaico del paisaje producto final de la combinación se muestra en la Figura 5.8. En éste han quedado diferenciadas distintas unidades del paisaje, cuyas características homogéneas constituyen una aproximación a la signatura geomorfológica de este territorio. Como se puede apreciar existe una correlación apreciable entre determinadas unidades morfométricas y grupos litológicos. Así, la mayor parte de la extensión que ocupan las calizas terciarias, y las gravas, arenas y arcillas del cuaternario reciente y pasado, pertenecen a la unidad morfológica 2. Aunque sobre estas litologías, que definen preferentemente zonas llanas y lisas, también es posible observar diversidad de morfologías, tal como las formas convexas de la unidad morfológica 5 (bordes de canal y bordes de escarpe), las formas cóncavas de la unidad morfológica 1 (canales y valles estrechos) o formas en pendiente de las unidades morfológicas 3 y 4 (zonas degradadas de la morfología original).

5.1.3. ANÁLISIS CUANTITATIVO DEL PAISAJE ACTUAL.

Con el objeto de caracterizar el paisaje de la zona analizada y a su vez contrastar la singularidad paisajística de la Sierra de Atapuerca respecto a su entorno, todo ello de forma cuantitativa y en función del mosaico creado, se han aplicado algunos de los índices métricos utilizados en Ecología del Paisaje.

En la representación del paisaje, la variabilidad espacial de las unidades define varios tipos de entidades físicas, como pueden ser elementos puntuales, redes lineales (corredores y

barreras ecológicas), superficies continuas (MDT) y áreas discretas. El paisaje desarrollado en este estudio corresponde a este último tipo de entidades, representado por un mosaico de áreas discretas caracterizadas por unas condiciones, en este caso físicas, que son significativamente homogéneas a la escala de estudio. De esta forma, entendiendo el paisaje como una porción de territorio que contiene un mosaico de hábitats, ambientes o manchas interactivas y que definen de forma significativa el aspecto bajo consideración, la métrica del paisaje se puede definir como un conjunto de algoritmos que cuantifican las relaciones espaciales entre las manchas (*patches*), clases de manchas o el mosaico del paisaje en su conjunto (McGarigal *et al.*, 2002). Como se deduce de esta definición de paisaje, la métrica del mosaico del paisaje se puede definir a tres niveles:

1. Nivel de mancha (*patch*). Este nivel se analiza la distribución espacial y el contexto individual de cada mancha. Es el nivel básico, en el que se basa el cálculo de la mayoría de la métrica de los niveles de complejidad superior.
2. Nivel de clase. Está representada por todas las manchas del mismo tipo, que constituyen una clase.
3. Nivel de paisaje. Integra todos los tipos de manchas contenidos en el paisaje a considerar.

Los índices métricos, que están fuertemente influenciados por la escala, precisión y definición del mosaico (McGarigal *et al.*, 2002), son igualmente aplicables en la comparación y descripción de las características espaciales de cualquier cartografía o representación espacial de áreas discretas o categorías (Raines, 2002).

Para realizar este trabajo se ha utilizado el programa informático de libre acceso *Spatial Pattern Analysis Program for Categorical Maps*, FRAGSTATS 3.3 build 4, desarrollado por McGarigal *et al.* (2002). En este programa se recogen una extensa representación de los índices métricos utilizados en Ecología del Paisaje, preparados para ejecutarlos en mosaicos del paisaje representados en una amplia variedad de formatos matriciales. Aunque también existen módulos de FRAGSTATS desarrollados para funcionar con formatos vectoriales (Rempel, 2002), se ha escogido el formato matricial, ya que los paisajes obtenidos en este trabajo derivan de modelos digitales del terreno de estructura matricial.

Los índices métricos elegidos para realizar la descripción y caracterización del paisaje se muestran en la Tabla 5.2, en la cual también se indica brevemente su significado, rango, unidades y formulación. Este conjunto de algoritmos representan una reducida muestra de los algoritmos implementados en FRAGSTATS 3.3, que han sido elegidos según su significado y teniendo en cuenta la limitación que representa el estudio del paisaje desde un punto de vista

MÉTRICA FRAGSTATS 3.3	Nivel	Nombre	Significado	Unidades	Rango	Formulación	
ÍNDICES MÉTRICOS DE ÁREA, DENSIDAD Y BORDE	Mancha	Área de la mancha (<i>AREA</i>)	Área de cada mancha.	Hectáreas	> 0	$AREA = a_{ij} \left(\frac{1}{10,000} \right)$	a_{ij} = área (m²) de la mancha
		Perímetro de la mancha (<i>PERIM</i>)	Perímetro de cada mancha incluyendo los huecos internos.	Metros	> 0	$PERIM = p_{ij}$	p_{ij} = perímetro de la mancha
	Clase	Área Total (<i>CA</i>)	Suma de las áreas de todos las manchas correspondientes a la misma clase. Medida de composición del paisaje.	Hectáreas	> 0	$CA = \sum_{j=1}^n a_{ij} \left(\frac{1}{10,000} \right)$	a_{ij} = área (m²) de la mancha.
		Porcentaje de Paisaje (<i>PLAND</i>)	Suma de las áreas de todas las manchas correspondientes a la misma clase, dividido por el área total del paisaje y multiplicado por 100. Medida de composición del paisaje.	%	$\begin{matrix} > 0 \\ \leq 100 \end{matrix}$	$PLAND = P_i = \frac{\sum_{j=1}^n a_{ij}}{A} (100)$	P_i = proporción de paisaje. a_{ij} = área (m²) de la mancha A = área total del paisaje (m²).
		Densidad de Manchas (<i>PD</i>)	Número de manchas de una clase dividido entre en área total del paisaje.	manchas/100hectárea	> 0	$PD = \frac{n_i}{A} (10,000)(100)$	n_i = n° de manchas de la clase. A = área total del paisaje (m²).
		Densidad de borde (<i>ED</i>)	Suma de la longitud de todos los bordes de las manchas de la clase, dividido entre el área total del paisaje.	Metros /Hectárea	≥ 0	$ED = \frac{\sum_{k=1}^m e_{ik}}{A} (10,000)$	e_{ik} = longitud total (m) de borde de la clase en el paisaje. A = área total del paisaje (m²).
		Índice del mancha mayor (<i>LPI</i>)	Porcentaje de paisaje ocupado por la mancha mayor de la clase. Medida de predominio.	%	$\begin{matrix} > 0 \\ \leq 100 \end{matrix}$	$LPI = \frac{\max(a_{ij})}{A} (100)$	a_{ij} = área (m²) de la mancha. A = área total del paisaje (m²).
	Paisaje	Densidad de manchas (<i>PD</i>)	Número de manchas en el paisaje dividido entre el área total del paisaje	manchas/100hec	> 0	$PD = \frac{n_i}{A} (10,000)(100)$	n_i = n° de manchas de la clase. A = área total del paisaje (m²).
		Densidad de borde (<i>ED</i>)	Suma de la longitud de todos los bordes de las manchas del paisaje, dividido entre el área total del paisaje.	Metros /Hectárea	≥ 0	$ED = \frac{E}{A} (10,000)$	E = longitud total de borde (m). A = área total del paisaje (m²).
		Índice de la mancha mayor (<i>LPI</i>)	Porcentaje de paisaje ocupado por la mancha mayor del paisaje. Medida de predominio.	Adimensional	$\begin{matrix} \geq 0 \\ \leq 1 \end{matrix}$	$LPI = \frac{\max(a_{ij})}{A} (100)$	a_{ij} = área (m²) de la mancha. A = área total del paisaje (m²).
ÍNDICES DE FORMA	Mancha	Índice de Forma (<i>SHAPE</i>)	Perímetro del mancha, dividido entre el perímetro mínimo de la mancha suponiendo máxima compactación (en formato matricial, el cuadrado). Igual a 1 cuando la compactación es máxima.	Adimensional	≥ 1	$SHAPE = \frac{p_{ij}}{m \cdot n \cdot p_{ij}}$	p_{ij} = perímetro de la mancha (celdas) $\min p_{ij}$ = perímetro mínimo de la clase (celdas).
	Clase	Índice de Forma (<i>SHAPE MN</i>)	Valor medio del índice de forma de todas las manchas de la clase.	Adimensional	≥ 1		
	Paisaje	Índice de Forma (<i>SHAPE MN</i>)	Valor medio del índice de forma de todas las manchas del paisaje.	Adimensional	≥ 1		
ÍNDICES DE AISLAMIENTO Y PROXIMIDAD	Clase	Índice de Agregación (<i>AI</i>)	Número de adyacencias "preferentes" dividido entre el maximo número posible de adyacencias, cuando la agrupación es máxima. Igual a cero para la máxima dispersión, e igual a 100 para la máxima agregación (una única mancha compacta).	%	$\begin{matrix} \geq 0 \\ \leq 100 \end{matrix}$	$AI = \left[\frac{g_{ii}}{\max \rightarrow g_{ii}} \right] (100)$	g_{ii} = n° de adyacencias preferentes entre celdas de la misma clase. $\max \rightarrow g_{ii}$ = máximo n° de adyacencias entre celdas de la misma clase.
	Paisaje	Índice de Agregación (<i>AI</i>)	Número de adyacencias preferentes en que participa la correspondiente clase, dividido entre el máximo posible de adyacencias preferentes posible en que participa la clase, multiplicado por la proporción de paisaje comprimido de la clase, sumado sobre todas las clases y multiplicado por 100.	%	$\begin{matrix} \geq 0 \\ \leq 100 \end{matrix}$	$AI = \left[\sum_{i=1}^m \left(\frac{g_{ii}}{\max \rightarrow g_{ii}} \right) P_i \right] (100)$	g_{ii} = n° de adyacencias preferentes entre celdas de la clase. $\max \rightarrow g_{ii}$ = máximo n° de adyacencias entre celdas de la clase. P_i = proporción de paisaje contenido en la clase.
ÍNDICES DE CONEXIÓN	Clase	Índice de cohesión del mancha (<i>COHESION</i>)	Indica la conexión física de la clase, calculada en función del perímetro, el área y el número de manchas de la clase.	Adimensional	$\begin{matrix} \geq 0 \\ < 100 \end{matrix}$	$COHESION = \left[1 - \frac{\sum_{j=1}^n p_{ij}}{\sum_{j=1}^n p_{ij} \sqrt{a_{ij}}} \right] \left[1 - \frac{1}{\sqrt{A}} \right]^{-1} (100)$	p_{ij} = perímetro del mancha (celda). a_{ij} = área de la mancha (m). A = n° de celdas en el paisaje.
	Paisaje	Índice de cohesión del mancha (<i>COHESION</i>)	Indica la conexión física de la clase, calculada en función del perímetro, el área y el número de manchas del paisaje.	Adimensional	$\begin{matrix} \geq 0 \\ < 100 \end{matrix}$	$COHESION = \left[1 - \frac{\sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^n p_{ij}}{\sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^n p_{ij} \sqrt{a_{ij}}} \right] \left[1 - \frac{1}{\sqrt{A}} \right]^{-1} (100)$	p_{ij} = perímetro de la mancha (celdas). a_{ij} = área de la mancha (m). A = n° de celdas en el paisaje.
ÍNDICES DE DIVERSIDAD	Paisaje	Densidad de riqueza (<i>PRD</i>)	Número de tipos de manchas en el paisaje dividido entre el área total del paisaje.	clases/100Hectáreas	> 0	$PRD = \frac{m}{A} (10,000)(100)$	m = número de manchas en e paisaje. A = área total del paisaje (m²).
		Índice de Diversidad de Shannon (<i>SHDI</i>)	Se calcula en función de la proporción de paisaje ocupado por las manchas de cada clase, para el conjunto de manchas del paisaje.	Información	≥ 0	$SHDI = - \sum_{i=1}^m (P_i \cdot \ln P_i)$	P_i = proporción de paisaje ocupado por la clase.
		Índice de Uniformidad de Shannon (<i>SHEI</i>)	Es igual al Índice de Diversidad de Shannon observado, dividido por el máximo Índice de Diversidad de Shannon posible según el número de tipo de manchas del paisaje.	Adimensional	$\begin{matrix} \geq 0 \\ \leq 1 \end{matrix}$	$SHEI = \frac{- \sum_{i=1}^m (P_i \cdot \ln P_i)}{\ln m}$	P_i = proporción de paisaje ocupado por la clase. m = n° de manchas presentes en el paisaje.

Tabla 5.2. Índices métricos de FRAGSTATS 3.3, utilizados en la descripción y caracterización del paisaje, junto a un breve significado de cada índice, sus unidades, rango y formulación. Para más detalles consultar la obra fuente (McGarigal *et al.*, 2002).

físico, ya que no es posible definir procesos ecológicos bióticos, cuyo conocimiento es necesario para la utilización de otro tipo de índices.

Al igual que en la descripción estadística de las variables topográficas, se han excluido del análisis el terreno ocupado por los valles que drenan fuera de la zona de estudio (Figura 5.1).

Considerando la extensión total dentro de esta cuenca, uno de los ambientes del medio físico que más destaca es la clase 22, definida por las morfologías llanas y de baja rugosidad sobre el cuaternario no actual, que representa el 24,46 % del mosaico, con una área planimétrica de 6397,43 hectáreas. Esta misma clase también se caracteriza por tener la mancha mayor ($LPI = 11,3\%$), que condiciona valores elevados de cohesión (99,4) y agregación (97,2%), así como una densidad de manchas bajas (1,9 manchas/100hectárea), que contrasta con las clases 16, 15 y 13, que presentan las densidades mayores, con $PD = 10,5$ mancha/100hectáreas; $PD = 9,5$ mancha/100hectáreas y $PD = 9,9$ mancha/100hectáreas, respectivamente. La densidad de borde de estas últimas clases también es elevada, aunque los valores mayores corresponden a la clase 14 ($ED = 57,7$ m/hectárea), que aglutina zonas de ladera en los materiales terciarios con pendientes medias-altas, rugosidades bajas y curvaturas planas.

Por otra parte, en el área que ocupa exclusivamente la Sierra de Atapuerca, la mayor extensión la ocupan las clases 3 y 4, que son las laderas desarrolladas sobre los materiales carbonatados del Mesozoico y del Oligoceno-Mioceno inferior, con un 25,8% y 24 % del área de la Sierra, aunque también es de destacar el 14,6% que ocupa la clase 2, representada por las zonas llanas culminantes de la Sierra (superficies de erosión), y que contiene el parche mayor ($LPI=8,1\%$), y los valores de cohesión y agregación más elevados ($COHESION=98,1$; $AI=92,9\%$). El resto de las clases, cuyo sustrato no son los materiales carbonatados mesozoicos y oligocenos, presentan una baja proporción ($< 6\%$), aunque resultan de especial importancia ya que su presencia aumenta la variedad física de la Sierra.

Los índices métricos del conjunto del paisaje muestran que la densidad de ambientes (108,8 por cada 100 hectáreas), y la densidad de sus límites (357,2 m por hectárea) son mayores en la Sierra que en sus alrededores, con 81,2 ambientes cada 100 hectáreas y 207 m por hectárea respectivamente, que generaran una mayor variabilidad e interacciones en el medio. La densidad de riqueza también contrasta respecto a su entorno, con 2,18 clases/100hectáreas en la Sierra, frente a tan sólo 0,11 clases/100hectáreas en la zona de la cuenca. El Índice de Diversidad de Shannon, sin embargo, es menor en la Sierra que en el territorio que la engloba, con valores de 2,5-2,6 para la extensión global y para la misma zona excluyendo la Sierra; mientras que en la Sierra este índice es de 1,8. Esto es debido a que en

esta zona de estudio también se incluyen parcialmente los relieves mesozoicos situados al norte de Arlanzón y en Cueva de Juarros, y a la diversidad de ambientes que generan los materiales cuaternarios en la cuenca terciaria, escasamente representados en el relieve mesozoico-oligoceno de la Sierra. Si por el contrario se considera a la Sierra y sus alrededores más cercanos (Figura 5.8b), que en conjunto forman un conjunto de fisiografía singular, este índice arroja su valor más elevado: 2,7.

Según este breve análisis del paisaje físico, parece patente que la Sierra de Atapuerca tiene que ser concebida con su entorno más cercano, para que la variabilidad y densidad de riqueza de la Sierra, generada por sus características orográficas y litológicas, entre en interacción con los ambientes adyacentes de la cuenca terciaria, alcanzando de este modo la mayor diversidad paisajística.

5.2. EVOLUCIÓN DEL PAISAJE DURANTE EL NEÓGENO Y EL CUATERNARIO.

El estudio de la evolución del paisaje de la Sierra de Atapuerca desde el Neógeno hasta la actualidad, se ha realizado primero a partir de un análisis estadístico básico de las principales variables topográficas de los relieves reconstruidos, y posteriormente mediante el análisis métrico de los mosaicos del paisaje que se han construido siguiendo las mismas pautas empleadas en la clasificación del paisaje actual.

La zona que se ha sometido a este análisis elimina las zonas de borde de los modelos reconstruidos y se centra en la zona indicada en la Figura 5.1, definiendo un área de 183,5 km².

Las etapas que se han considerado en el análisis de los paleopaisajes corresponden a aquellas coetáneas con las terrazas fluviales T14_{AZN} (+2-3 m), T11_{AZN} (+12-15 m), T10_{AZN} (+13-20 m), T9_{AZN} (+19-30 m), T7_{AZN} (+38-40 m), T5_{AZN} (+50-54 m), T4_{AZN} (+60-67 m), T3_{AZN} (+70-78 m) y T2_{AZN} (+84-88 m), y con las superficies poligénicas del Páramo Inferior/Superficie SE4, del Páramo Superior/Superficie SE3 y con la superficie de erosión SE2. En total hacen un número de doce etapas más la contemporánea, distribuidas en el intervalo temporal desde los 13 Ma hasta la actualidad, tres de las cuales se localizarían en el Terciario, entre los 13 y aproximadamente 1,8-2 Ma, y las diez restantes se concentran en el

Cuaternario desde aproximadamente 1,1-1,2 Ma, en el Pleistoceno Inferior, hasta el momento actual.

5.2.1. VARIACIÓN DE LAS VARIABLES TOPOGRÁFICAS.

Las variables topográficas examinadas en este análisis son la altura, la pendiente, la orientación, la curvatura y la rugosidad. La altura procede de los modelos digitales de elevaciones que representan los relieves reconstruidos, a partir de los cuales se han obtenido, con el programa *ArcInfo* 8.2, la pendiente, la orientación y la curvatura, y además se ha elaborado el modelo de rugosidad según el método de la dispersión de los vectores unitarios normales a la superficie, acorde con el procedimiento ya descrito (Apartado 5.1.1).

La evolución del relieve en esta región se caracteriza por un descenso progresivo de la altura media, a excepción del aumento acaecido tras la formación del arrasamiento SE2 y relacionado con el impulso tectónico sufrido por la Sierra (Figura 5.9A). Con posterioridad a este evento, se produciría la altura media más elevada, cifrada en 1026,4 m en la etapa de formación de la Superficie Poligénica del Páramo Superior, momento a partir del cual sufre un descenso progresivo durante el Neógeno, que continúa en el Cuaternario, con valores medios delimitados entre los 1000,9 m de la etapa T2_{AZN} y los 952 m de la actualidad. La altura mínima muestra una tendencia muy similar, aproximándose más a los valores de la altura media en las etapas más antiguas, donde los terrenos planos y llanos ocupan mayor extensión. Esta circunstancia también se puede observar en la distribución temporal de la desviación estándar, que en la etapa actual se sitúa en 42,9 m, disminuyendo progresivamente según aumenta la antigüedad, hasta la etapa del arrasamiento SE2, que se caracteriza por valores de tan sólo 2,5 m. La altura máxima por el contrario se mantiene constante en 1085 m después del ascenso vertical sufrido por la Sierra.

En la distribución de las clases de altura Figura 5.9B, se puede observar como durante la formación de la superficie de erosión SE2, el 99% del terreno se concentraba entre los 975-1000 m de altura. En las sucesivas etapas la altura se va diversificando, primero con valores superiores producidos por el evento tectónico, y posteriormente con valores menores que surgen según progresan los procesos de incisión, en especial durante el Cuaternario.

Los valores de la pendiente media se han caracterizado por un aumento general, distribuido entre los valores mínimos de 0,1° que caracterizaban el relieve durante la finalización de la superficie de erosión SE2, hasta los 4,4° que en la actualidad presenta esta porción de territorio (Figura 5.10A). Dentro siempre de una tónica siempre ascendente, la etapa T9_{AZN} y T14_{AZN} parecen delimitar intervalos de distinta tendencia. La pendiente

máxima también muestra una tónica ascendente general, representada por una curva quebrada, con tres tramos de ascenso que intercalan tramos de valor constante.

El primer tramo de ascenso, acaecido durante las etapas de las superficies poligénicas de los páramos, está relacionado con el aumento del área de laderas en los materiales mesozoicos y del Oligoceno-Mioceno inferior de la Sierra de Atapuerca, mientras que el segundo tramo, ocurrido durante las primeras etapas cuaternarias consideradas ($T2_{AZN}$ / $T4_{AZN}$), está relacionada con la incisión de las Calizas del Páramo Inferior y la formación de áreas escarpadas asociadas al nivel resistente que constituyen estas calizas. El último aumento de la pendiente máxima se produce en la etapa actual, asociado a las actividades antrópicas de construcción y minería que ha generado escarpes verticales y subverticales que se distribuyen tanto en la Sierra de Atapuerca como en la cuenca neógena. La desviación estándar de la pendiente se mantiene bastante constante entre $4,5-4^\circ$ hasta la etapa $T9_{AZN}$, a partir de la cual desciende aproximadamente con tendencia lineal hasta alcanzar sus valores mínimos en la etapa de la superficie SE2, donde alcanza un valor de $0,93^\circ$. La presencia de zonas llanas en todas las etapas provoca que los valores de la pendiente mínima (0°), sean constantes durante todo el intervalo temporal considerado.

En la distribución de frecuencias de la pendiente (Figura 5.10B), la clase delimitada entre $0\backslash0,5^\circ$, caracterizada por la ausencia de lavado y deslizamientos, sufre un descenso desigual, ocupando el 95% del territorio durante la etapa de la superficie SE2 hasta el 9,9% que ocupa en la actualidad. En la tónica descendente de este intervalo, la etapa de la Superficie Poligénica del Páramo Inferior parece constituir una anomalía, con menores proporciones (62%), que las otras superficies poligénicas terciarias ($> 90\%$) o las etapas fluviales $T2_{AZN}$ y $T3_{AZN}$, que se sitúan por encima del 70%. Esta circunstancia es inversa en el intervalo comprendido entre los $0,5\backslash2^\circ$, que ocupa el 32% del territorio durante la etapa de la Superficie Poligénica del Páramo Inferior, frente al 5% de la Superficie Poligénica del Páramo Superior y el 2% de la Superficie SE2, o porcentajes inferiores al 20% de las primeras etapas fluviales cuaternarias.

Las laderas delimitadas entre los $5\backslash5^\circ$, donde predominan los procesos de movimiento en masa, solifluxiones y escorrentía, ocupan valores $< 2\%$ del área total durante el Neógeno, entre el $3\backslash10\%$ durante las etapas $T2_{AZN}$ - $T7_{AZN}$, y por encima del 15 % desde la etapa $T9_{AZN}$ hasta la actualidad, que representa el 25% del territorio. Este aumento sigue una tónica similar, aunque en menor cuantía en el caso de la distribución del intervalo $5\backslash15^\circ$, cuyas pendientes favorecen los movimientos en masa, la erosión en manto y lineal, el inicio de deslizamientos y fenómenos de *creep*.

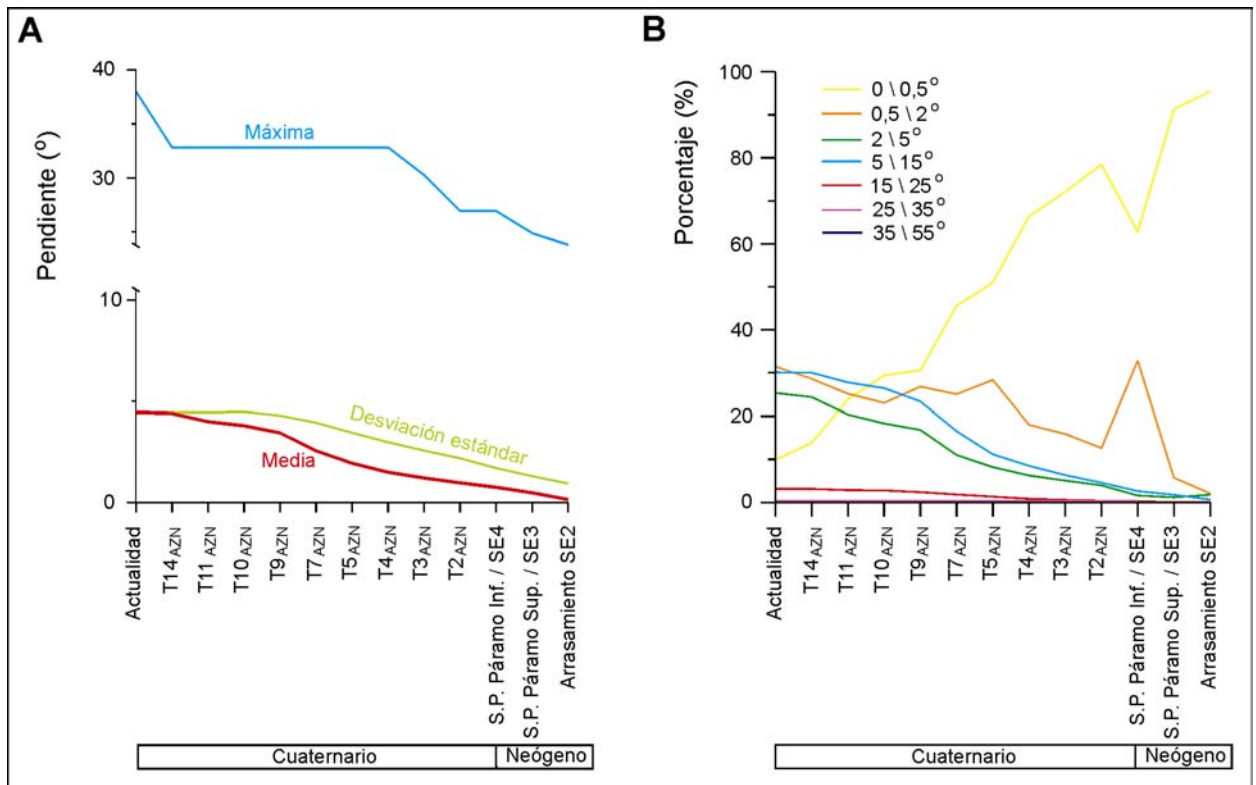


Figura 5.10. Evolución de la pendiente del terreno durante el Neógeno y el Cuaternario. A) Evolución de los parámetros estadísticos básicos. B) Evolución de la distribución de frecuencias.

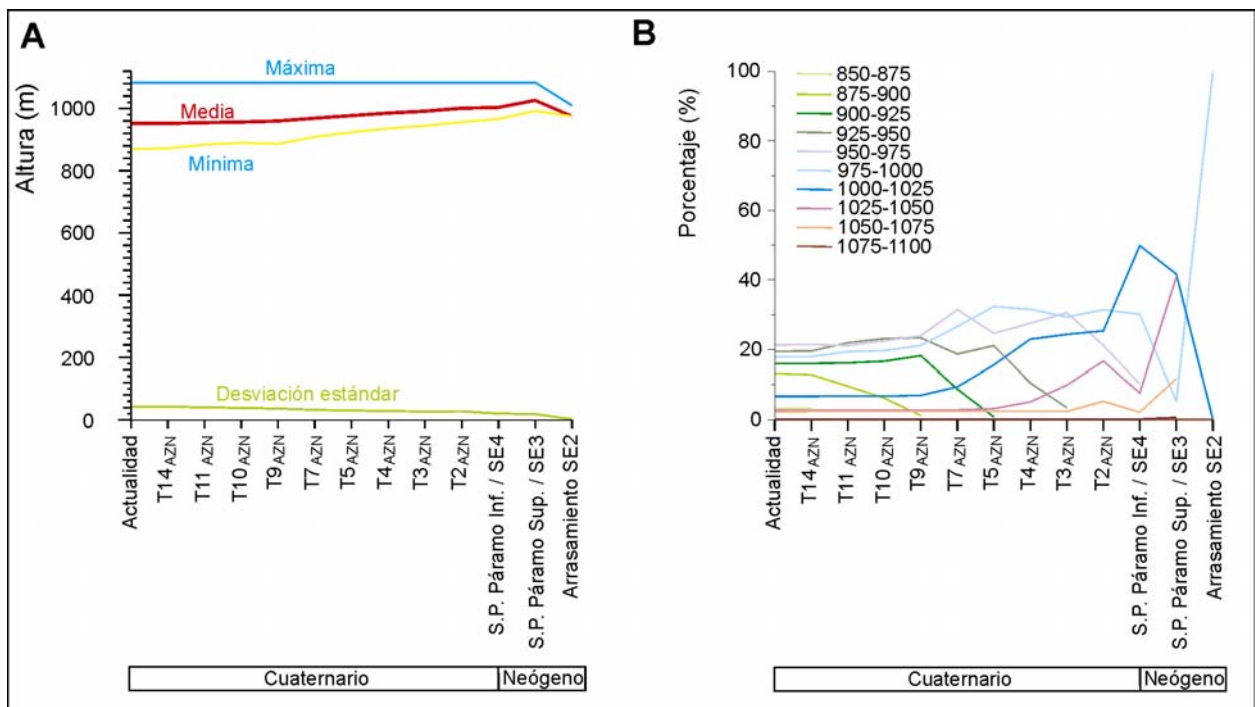


Figura 5.9. Evolución de la altura del terreno durante el Neógeno y el Cuaternario. A) Evolución de los parámetros estadísticos básicos. B) Evolución de la distribución de frecuencias.

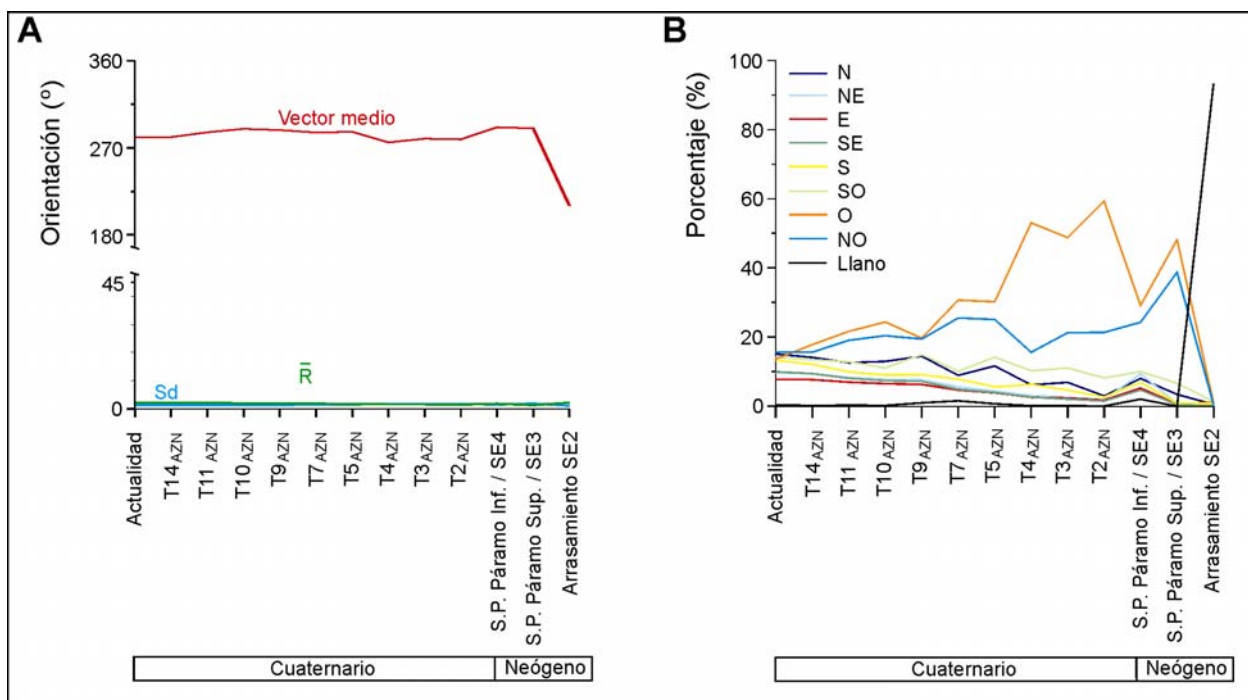


Figura 5.11. Evolución de la orientación del terreno durante el Neógeno y el Cuaternario. A) Evolución de los parámetros estadísticos básicos. B) Evolución de la distribución de frecuencias.

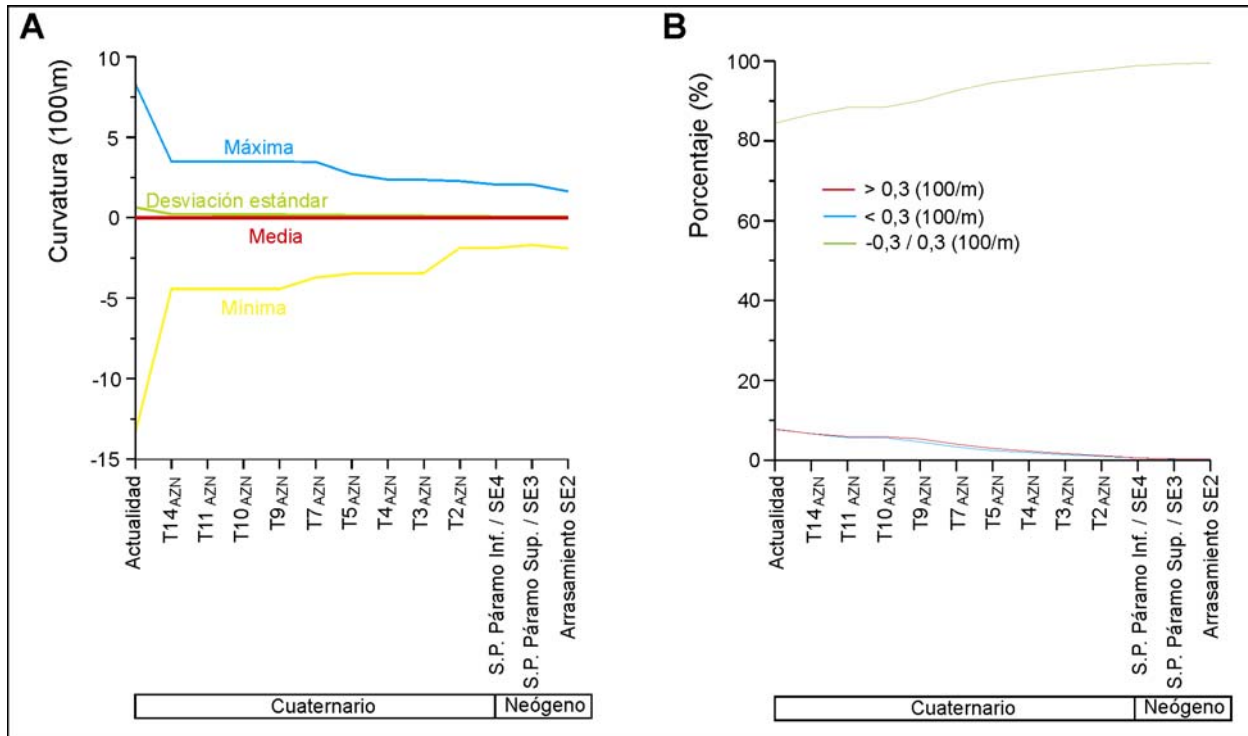


Figura 5.12. Evolución de la curvatura del terreno durante el Neógeno y el Cuaternario. A) Evolución de los parámetros estadísticos básicos. B) Evolución de la distribución de frecuencias.

Las pendientes entre el 15\25°, que actualmente ocupan el 3,1% del área, sólo representan menos el 0,1 % del relieve durante la superficie SE2 y la Superficie Poligénica del Páramo Superior, entre el 0,1 y el 1% en las etapas de la Superficie Poligénica del Páramo Inferior, T2_{AZN}, T3_{AZN} y T4_{AZN}, y aumenta progresivamente desde el 1,1% hasta el valor actual a partir de la etapa T5_{AZN}. En este intervalo de pendientes son característicos los procesos de deslizamientos, caídas y erosión lineal muy incisiva.

El intervalo entre 25\35°, donde se intensifican los procesos de caídas, deslizamientos y erosión muy incisiva, no existe en las etapas de la superficie SE2 y la Superficie Poligénica del Páramo Superior, es inferior al 0,01% en el relieve de la etapa de la Superficie Poligénica del Páramo Inferior y en las etapas cuaternarias fluviales oscila entre el 0,01% de las etapas iniciales y el 0,07 % del área que ocupa en la actualidad.

Entre 35\55°, sólo existen áreas en la etapa actual que están asociadas a los escarpes generados por la actividad antrópica. Los procesos naturales más frecuentes de este intervalo son las caídas en masa, deslizamientos y colapsos.

La orientación media del relieve (Figura 5.11A), cuantificada a través del módulo del vector suma, parece no haber sufrido variaciones significativas desde la etapa de la Superficie Poligénica del Páramo Superior hasta la actualidad, situándose en este intervalo temporal entre los 285° y los 291°, que indican una orientación media oeste. En la etapa anterior de la superficie de erosión SE2, la orientación media es de 210 ° o SO. La desviación angular es de 1,41° durante esta última etapa, mientras que en las etapas posteriores se sitúa entre 0,54° y los 1,4° que caracterizan a este territorio en la actualidad.

Un primer dato que llama la atención en la distribución de frecuencias de los intervalos de orientación (Figura 5.11B), es la elevada proporción de terreno (93%) que ocupan los terrenos llanos en la etapa de la superficie de erosión SE2, frente al resto de las etapas (2-0,01%), y que corresponderían a las áreas lacustres responsables de la deposición de las calizas astaracienses.

El terreno con orientaciones NE, E, SE, S, N y SO muestran una tendencia general creciente hacia la actualidad, con pequeñas anomalías positivas y negativas. Una de estas anomalías, donde todas estas clases aumentan en proporción respecto a su presencia en las etapas contiguas se localiza en la Superficie Poligénica del Páramo Inferior. La proporción de terreno con orientación O sufre un ascenso brusco de la etapa SE2 (0,9%) a la etapa de la Superficie Poligénica del Páramo Superior (48%), decreciendo posteriormente durante la etapa de la Superficie Poligénica del Páramo Inferior (29%), para alcanzar sus máximos valores en las etapas T2_{AZN} y T4_{AZN}, con unas proporciones respectivas de 59,3 y 4,7 %, que

disminuyen hasta la actualidad (13,6%). La orientación NO, también aumenta acusadamente desde la etapa de la superficie SE2 (0,05%) hasta la etapa de la Superficie Poligénica del Páramo Superior (38,8%), para posteriormente disminuir al 15,6% en la etapa T4_{AZN}. Estas proporciones remontan en las etapas T5_{AZN} y T7_{AZN} (25 %), y posteriormente decrecen hasta la actualidad, cuando esta orientación ocupa el 15,7%.

En lo concerniente a la curvatura (Figura 5.12A), los relieves que caracterizan las distintas etapas presentan valores medios muy cercanos a cero que indican terrenos lisos, oscilando entre los $-0,00041 \cdot 10^2 \text{m}^{-1}$ del relieve correspondiente a la etapa T19_{AZN} y los $0,0006 \cdot 10^2 \text{m}^{-1}$ de la etapa T4_{AZN}. La tendencia de la curvatura máxima es ascendente entre las etapas de la superficie SE2 ($1,6 \cdot 10^2 \text{m}^{-1}$) y de la terraza T7_{AZN} ($3,4 \cdot 10^2 \text{m}^{-1}$), manteniéndose bastante constante entre ésta y la etapa T14_{AZN}, para incrementarse bruscamente en la actualidad hasta los $8,3 \cdot 10^2 \text{m}^{-1}$ localizados en zonas de desmontes y canteras.

La curva que muestra la distribución de la curvatura mínima muestra una tendencia general decreciente organizada en tres tramos de valor aproximadamente constante y otros tres tramos descendentes. En las etapas neógenas los valores mínimos son similares, oscilando entre $-1,9 \cdot 10^2 \text{m}^{-1}$ (SE2) y $-1,7 \cdot 10^2 \text{m}^{-1}$ (S.P. del Páramo Superior). Este orden de magnitud se conserva en la etapa T2_{AZN} ($-1,8 \cdot 10^2 \text{m}^{-1}$), pero muestra un descenso acusado en la etapa T3_{AZN}, donde la incisión en los valles angostos del flanco nordeste de la Sierra de Atapuerca provoca valores de mayor concavidad ($-3,4 \cdot 10^2 \text{m}^{-1}$), que caracterizarán a las sucesivas etapas hasta T9_{AZN}, donde se vuelve a producir otro descenso significativo, situándose en $-4 \cdot 10^2 \text{m}^{-1}$. La siguiente variación importante se produce en la actualidad ($-13,3 \cdot 10^2 \text{m}^{-1}$) asociada a algunas de las trincheras generadas por la actividad humana. La desviación estándar muestra una disminución desde la actualidad ($0,6 \cdot 10^2 \text{m}^{-1}$), hasta la etapa del arrasamiento SE2 ($0,06 \cdot 10^2 \text{m}^{-1}$).

En la distribución de frecuencias de los intervalos de curvatura se observa como la clase que mayor terreno ocupa es la que corresponde los terrenos planos ($0,3 \text{--} -0,3 \cdot 10^2 \text{m}^{-1}$), sin embargo, la proporción que ocupa este intervalo disminuye a lo largo del tiempo, desde el 99,5% del terreno que ocupa durante la etapa SE2 hasta el 84,4% que ocupa en el presente (Figura 5.12B). Los intervalos de terrenos convexos ($>0,3 \cdot 10^2 \text{m}^{-1}$) y cóncavos ($<-0,3 \cdot 10^2 \text{m}^{-1}$) muestran una tendencia casi paralela y creciente desde las etapas más antiguas, cuando son menos del 0,3%, hasta el momento actual, que se sitúan entre el 7-8% del terreno.

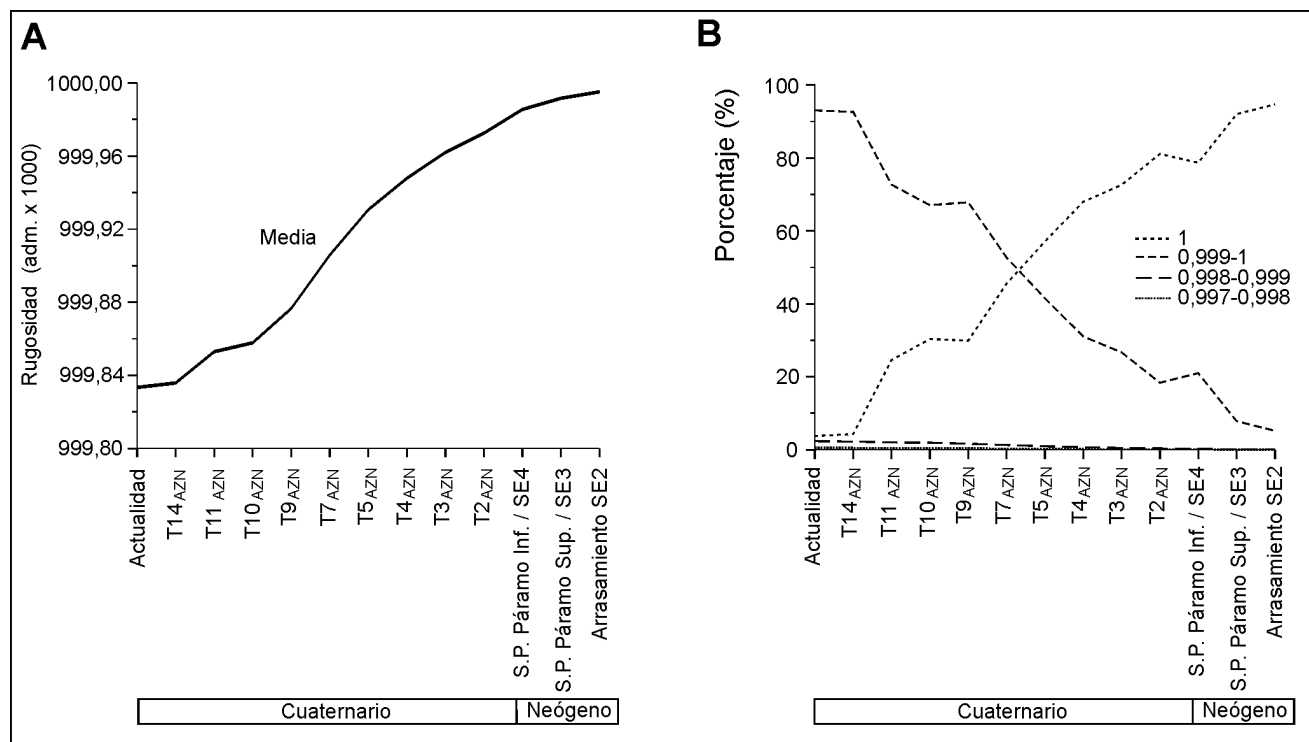


Figura 5.13. Evolución de la rugosidad del terreno durante el Neógeno y el Cuaternario. A) Evolución de la rugosidad media. B) Evolución de la distribución de frecuencias más significativas.

La variación de la rugosidad desde el Neógeno hasta la actualidad, arroja valores medios del módulo del vector suma que varían entre los 0,9999951 en la etapa de la superficie de erosión SE2 y los 0,9998334 del momento actual (Figura 5.13A), indicando que la rugosidad media ha ido incrementándose a lo largo del tiempo, ya que como se explicó en el Apartado 5.1.1, el módulo del vector suma es inversamente proporcional a la rugosidad, de forma que los valores del módulo del vector suma igual a 1 indican la mínima rugosidad posible, mientras valores de cero indicaría la máxima rugosidad teórica. La existencia de terrenos planos a lo largo de todas las etapas, ha condicionado que la rugosidad mínima sea la misma, expresada por el valor unitario del módulo del vector suma. Por el contrario, la rugosidad máxima ha sufrido un incremento a lo largo del tiempo, tal como muestra la disminución del módulo del vector suma desde la etapa SE2 (0,99912), hasta el momento actual (0,97305). La desviación estándar aumenta desde el Neógeno hasta la actualidad, con valores de <0,0003 para la superficie de erosión SE2 o la Superficie Poligénica del Páramo Superior, y valores de 0,00045 para las etapas fluviales cuaternarias más antiguas, que aumentan hasta los 0,009 en la etapa actual

La distribución de las frecuencias más representativas de la rugosidad muestra como el intervalo que incluye a los valores igual a 1 muestran una disminución a lo largo del tiempo

que oscila entre el 94,7% y el 3,7% (Figura 5.13B). Esta disminución es inversa al incremento del intervalo 0,999-1, que varía desde el 5% en la etapa SE2 hasta el 93% de la actualidad. El resto de los intervalos presentan una variación menos significativa, marcada por un incremento de la proporción y la aparición progresiva de los intervalos de menor valor del módulo del vector suma y mayor rugosidad.

Por tanto, este análisis indica que, desde el Mioceno medio a la actualidad, se ha producido un aumento de la complejidad topográfica del territorio caracterizado por un descenso generalizado de la altura media, el aumento de la pendiente y rugosidad medias y valores similares de orientación y curvatura medias. Excepto la orientación, las otras cuatro variables topográficas han ampliado su rango de variación a lo largo del tiempo, plasmado bien por el aumento de sus valores máximos (pendiente, rugosidad), bien por el descenso de sus valores mínimos (altura), o bien por ambos casos (curvatura), produciendo una mayor dispersión de los valores. Tal y como se ha explicado, en ciertas variables, como la curvatura o la pendiente, este fenómeno parece haberse producido de forma espasmódica, controlado por umbrales relacionados con las litologías que formaban los lechos rocosos de los fondos aluviales en cada etapa, o en el caso de la etapa actual, con la actividad humana.

5.2.2. EVOLUCIÓN DE LAS UNIDADES DEL PAISAJE.

La clasificación del terreno que ha conducido a la creación de los mosaicos del paisaje se ha realizado según los mismos criterios específicos empleados en la clasificación del paisaje actual, que es el resultado de la combinación de un mapa de unidades morfométricas, elaborado mediante técnicas de clasificación automática del terreno según las variables pendiente, curvatura y rugosidad; y de un mapa de unidades litológicas extraído de los planos geológico y geomorfológico (Apartado 5.1.2). Por tanto, previa elaboración de los mosaicos y la aplicación de los índices métricos, ha sido necesaria la construcción de ambas cartografías base para cada etapa considerada.

5.2.2.1. Unidades morfométricas.

La elaboración de los mapas de unidades morfométricas, se ha realizado construyendo inicialmente el MDM de cada etapa, que en cada caso está constituido por las tres capas que definen los modelos digitales de pendientes, curvatura y rugosidad, extraídos de los relieves reconstruidos. Una vez realizado este proceso, la extracción de las unidades morfométricas se

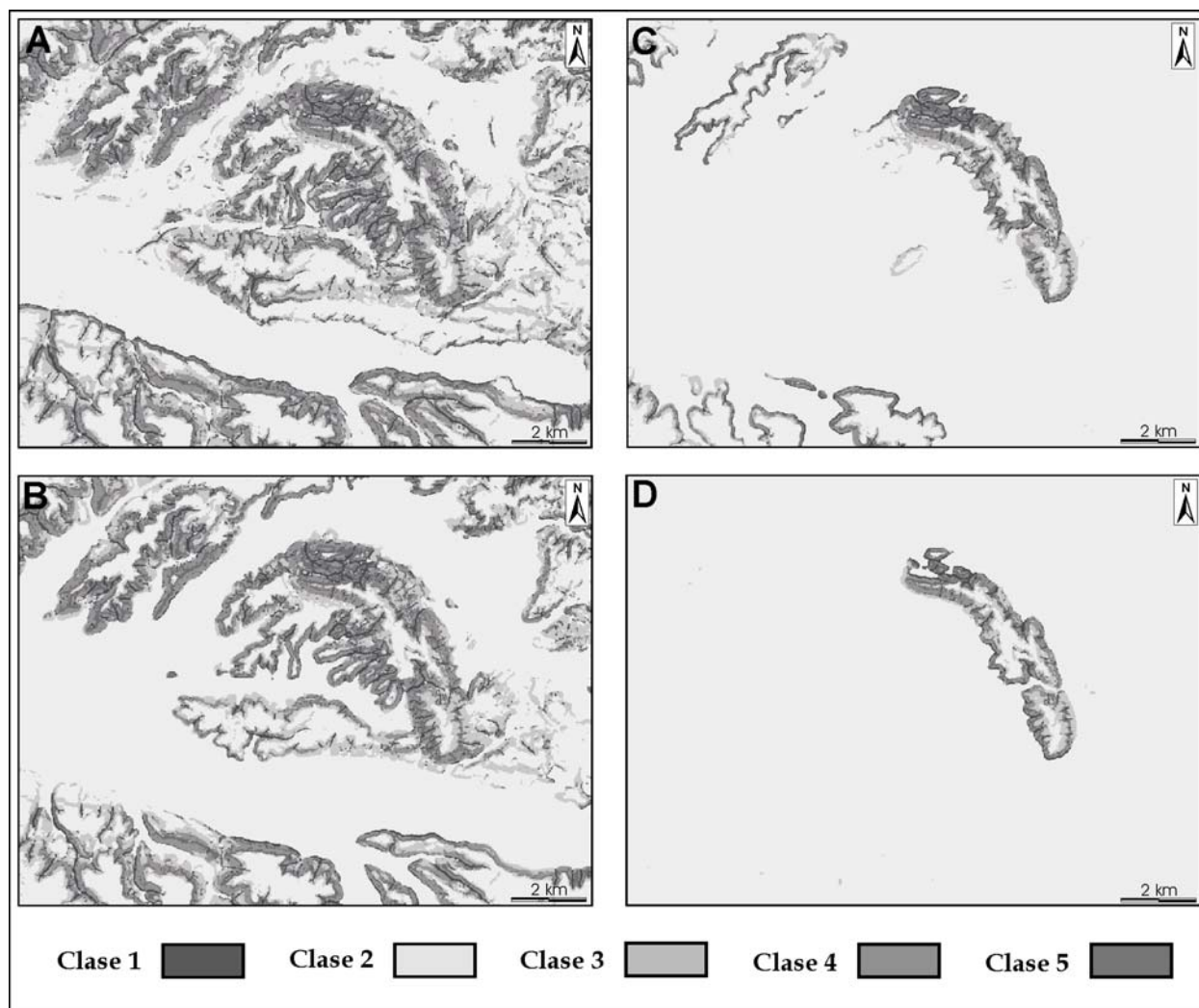


Figura 5.14. Mapas de unidades morfométricas correspondientes a las etapas T14_{AZN} (A), T9_{AZN} (B), T3_{AZN} (C) y Superficie Poligénica del Páramo Inferior (D).

ha basado en la clasificación de los MDM utilizando el método supervisado, puesto que la signatura geométrica de las clases fue determinada con anterioridad (Figura 5.7).

A partir de la clasificación supervisada de los MDM se han obtenido los mapas de unidades morfométricas homogéneas (Figura 5.14). Tal y como se puede observar en esta muestra representativa, las unidades o clases morfométricas han sufrido una variación considerable a lo largo del tiempo desde las etapas más antiguas, hace 13 Ma, hasta la actualidad.

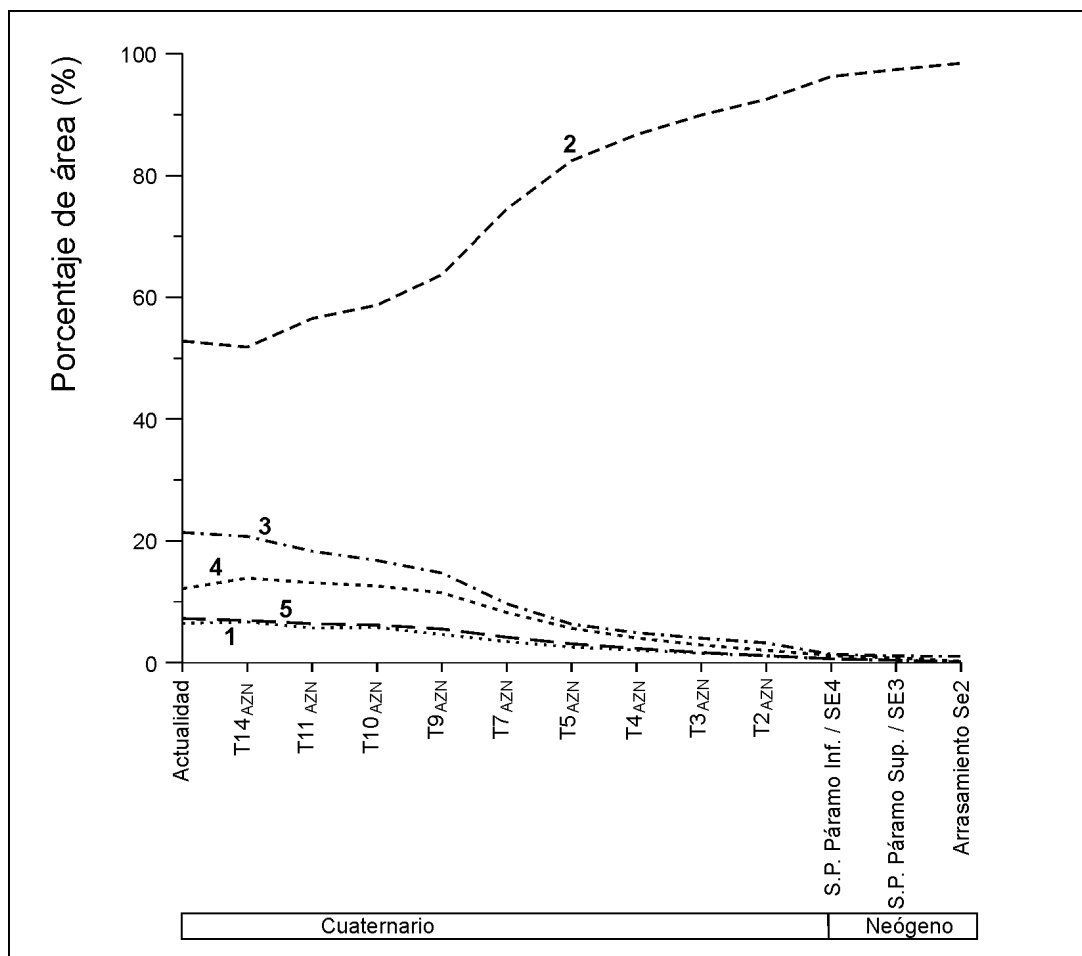


Figura 5.15. Evolución de la distribución de frecuencias de las clases morfológicas durante el Neógeno y el Cuaternario.

Un análisis más detallado de la distribución de frecuencias en el tiempo (Figura 5.15), muestra como la clase 1, que aglutina los fondos de valle angostos y canales de las llanuras aluviales, presenta una distribución que va ocupando más extensión desde la etapa más antigua del Neógeno (SE2), cuando representa el 0,19%, hasta la actualidad, que es el 6,45% del área considerada (183,5 km²). Este aumento se realiza principalmente entre la etapa SE2 y la etapa T10_{AZN} (5,78%), mientras que en las etapas restantes la proporción aumenta más levemente.

La clase 2, que son los terrenos más llanos y planos, ocupa la mayor parte de la extensión durante el Neógeno, con el 98,4% durante la etapa de elaboración final de la Superficie SE2, el 97,43% durante la etapa de la Superficie Poligénica del Páramo Superior y el 96,27 % en la etapa correspondiente a la Superficie Poligénica del Páramo Inferior. En los relieves de las etapas fluviales cuaternarias se varía entre el 92,5% del área durante la etapa

T2_{AZN}, hasta el 52,8 % de la actualidad. Esta disminución es más intensa entre las etapas T5_{AZN} y T9_{AZN} cuando desciende un 23%.

La unidad 3, que contiene laderas de pendientes intermedias (4,81°), rugosidades bajas y curvaturas lisas o ligeramente cóncavas, representa entre el 1-1,5% del área total durante las etapas de las superficies poligénicas. Esta proporción se incrementa durante las etapas T2_{AZN}-T14_{AZN}, desde el 3,2 % hasta el 21% que ocupa en el presente, en especial en el intervalo T5_{AZN}-T9_{AZN} que aumenta del 6,3% al 14,7 %. El incremento de área que experimenta esta clase entre la etapa T14_{AZN} y la actualidad es de tan sólo el 0,67%.

Las laderas de la clase 4, caracterizada por pendientes mayores (11,67°), curvaturas lisas o cóncavas y rugosidades bajas, tiene una tendencia similar a la clase 3, pero aumenta en menor proporción, situándose con porcentajes del área total inferiores al 1,15% durante el Neógeno, proporciones del 2 % en la etapa T2_{AZN} que se incrementan hasta el 11,4% durante la etapa T9_{AZN}, a partir de la cual asciende más lentamente hasta el 13,88% de la etapa T14_{AZN}, y disminuye ligeramente al 12,1% de la actualidad.

La última unidad o clase 5, asociada a bordes de planos y crestas con pendientes elevadas (10,83°), curvaturas convexas y rugosidades medias, muestra una distribución de frecuencias muy similar a la clase 1. Oscila entre los porcentajes inferiores al 1% de las etapas neógenas y el 7,2% del área que ocupa en la actualidad. Este incremento se produce en su mayoría hasta la etapa T9_{AZN} (5,51%), aumentando posteriormente en menor cuantía hasta el momento actual.

La variación en la tendencia de la distribución de frecuencias de las unidades morfométricas a lo largo del tiempo, parece haber estado relacionada con varias etapas, como son la etapa T2_{AZN}, que corresponde a la primera etapa de dominio fluvial considerada, las etapas T5_{AZN} y T9_{AZN}, y el tránsito de la etapa T14_{AZN} a la actualidad, que marca una ligera diferencia por el efecto que la influencia humana ha causado en el paisaje y el mayor detalle del modelo digital de elevaciones actual.

5.2.2.2. Grupos litológicos.

El segundo elemento básico para la elaboración de los mosaicos finales, es el mapa de litología, que en la clasificación actual fue obtenido a partir de la simplificación de las unidades principales del mapa geológico y el mapa geomorfológico.

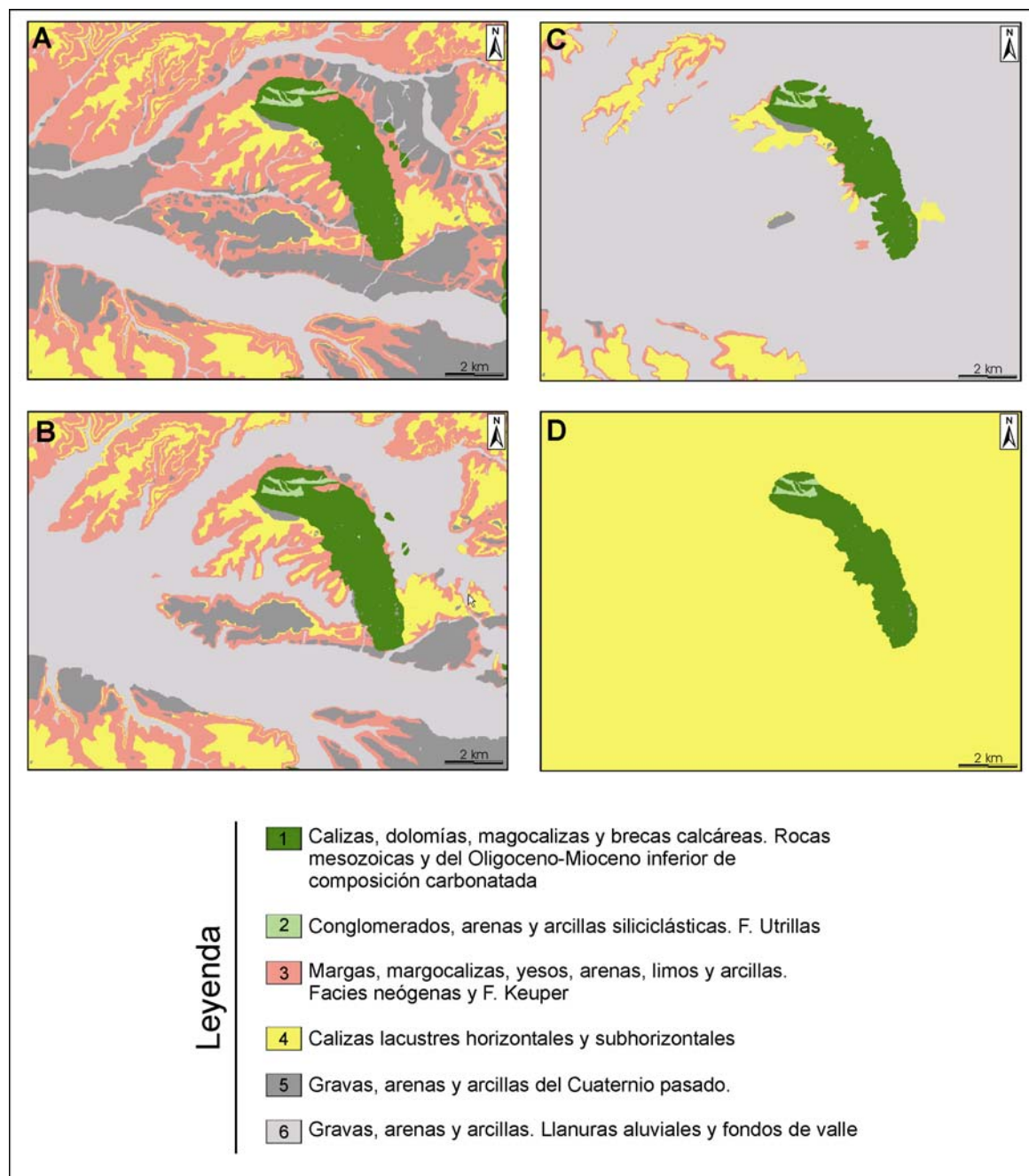


Figura 5.16. Mapas de grupos litológicos de las etapas T14_{AZN} (A), T9_{AZN} (B), T3_{AZN} (C) y Superficie Poligénica del Páramo Inferior (D).

La construcción de los mapas de grupos litológicos neógenos y cuaternarios se ha basado en dos criterios fundamentales extraídos del modelo de denudación del relieve que se ha observado y de la geometría y estructura de los materiales geológicos. El primer criterio viene determinado por la extensión de los planos aluviales, que como queda implícito en la actual distribución de las terrazas fluviales han ocupado mayor extensión en las etapas más antiguas del Cuaternario. La delimitación del área que han ocupado los lechos aluviales se ha realizado a partir de la línea de ruptura de pendiente que separa los planos aluviales de las

áreas de ladera y que actualmente aún se puede observar parcialmente conservada en la zona de articulación de las terrazas con las laderas. El segundo criterio lo constituye la geometría de los estratos y contactos, que en los casos en los que ha resultado oportuno se han prolongado según su buzamiento hasta cortar con la superficie del terreno reconstruida, obteniendo de este modo la extensión de afloramiento.

El primer criterio se ha utilizado preferentemente en la construcción del mapa litológico durante las etapas fluviales cuaternarias (Figura 5.16), mientras que el segundo ha sido empleado en la construcción de los afloramientos litológicos en la Sierra de Atapuerca durante las etapas coetáneas con la formación de las superficie poligénicas de los páramos. En estos últimos casos, se ha podido determinar algunos aspectos significativos, como que en el fondo del valle semicerrado que forma la cabecera del arroyo del Carcaje, siempre han aflorado, aunque en menor proporción, las gravas, arenas y arcillas de la Formación Utrillas, lo que limitaría en exceso su posible funcionamiento como *polje*. Para la construcción del mapa litológico durante las etapas poligénicas de los páramos se ha considerado que la superficie estaría desarrollada preferentemente sobre las calizas miocenas, tal como se ha observado actualmente en campo, y aunque existirían sedimentos recientes, como dolinas o fondos de valle, ocuparían una menor extensión y a su vez resultan de difícil determinación en los modelos reconstruidos.

Las variaciones más significativas se producen en el grupo 6, correspondiente a los depósitos aluviales contemporáneos, experimentando un descenso desde el 88% que ocupaba durante la etapa T2_{AZN} hasta el 9% del área total (183,5 km²) que caracteriza a la etapa actual. En las etapas de las superficies poligénicas de los páramos, consideradas como eventos fundamentalmente erosivos, este grupo llegaría a ser muy escaso, con la salvedad de fondos de dolinas o pequeños fondos de valle, de difícil determinación con los datos actuales. Durante la etapa de elaboración final de la superficie de erosión SE2, el área de sedimentación correlativo a la formación del arrasamiento sería la lámina de agua somera donde sedimentaron las calizas del Astaraciense. El grupo 1, que agrupa las rocas calcáreas mesozoicas y las brechas carbonatadas del Oligoceno-Mioceno inferior, sufre un aumento paulatino a partir del 3,7% de la etapa SE2, situándose en el 6% en la etapa T9_{AZN}, desde donde se mantiene bastante constante hasta T14_{AZN} y la actualidad (6,2%). El grupo 2, o rocas siliciclásticas mesozoicas, oscila aproximadamente entre el 1,7 y el 2,8 % del área desde la etapa de la Superficie Poligénica del Páramo Superior hasta la actualidad, y probablemente no llegara a aflorar durante la etapa SE2. El grupo litológico 3, no afloraría en esta zona durante las etapas Neógenas, incrementando su extensión desde el 1% de la etapa T2_{AZN} hasta el 36% actual. El grupo 4, o calizas horizontales y subhorizontales lacustres, afloraría en su máxima extensión durante las etapas de las superficies poligénicas de los páramos, representando entre el 95-96% del paisaje, para reducirse drásticamente en las primeras etapas fluviales, cuando

tan sólo representaría el 5,6% del paisaje (T2_{AZN}), y aumentar gradualmente hasta la etapa T9_{AZN} (13 %), desde donde se mantiene casi constante hasta la actualidad (13,5%). El grupo 5, o sedimentos cuaternarios no contemporáneos, aparece significativamente desde en la etapa T2_{AZN}, con un 0,2 % del área total, y va incrementándose hasta el 34% que ocupa en la actualidad.

5.2.2.3. Evolución del mosaico del paisaje. Métrica de los paleopaisajes.

La combinación o el cruce de los mapas de unidades morfométricas y de los mapas de grupos litológicos, realizada por una superposición lógica donde se muestran todas las combinaciones posibles, ha generado los mosaicos del paisaje para el Neógeno y el Cuaternario (Figura 5.17). Estos mosaicos, por tanto, están formados por unidades físicas homogéneas que han sido delimitadas en función de idénticas características en todas las etapas; proceso que constituye un requisito fundamental para acometer el análisis comparativo de la heterogeneidad y variación de las unidades ambientales en la evolución del paisaje físico de la Sierra de Atapuerca desde el Neógeno hasta la actualidad.

Este análisis se ha realizado aplicando algunos de los índices métricos utilizados en Ecología del Paisaje. La métrica del paisaje engloba una serie de algoritmos que permiten definir cuantitativamente la distribución y relaciones espaciales entre los ambientes o manchas que constituyen el mosaico del paisaje y controlan la dinámica de los procesos ecológicos (Pickett y Cardenasso, 1995).

La característica física de las unidades del paisaje definidas, es una limitación a la hora de emplear ciertos índices métricos que precisan un conocimiento previo de los procesos ecológicos. No obstante, gran parte de los índices son de aplicación en cualquier representación espacial de unidades discretas, con objeto de su caracterización o comparación (Raines, 2002), y también conviene señalar que la determinación del reparto y heterogeneidad de las unidades físicas, además de su elevado valor intrínseco, constituye una aproximación substancial a la distribución de las características bióticas del paisaje (Barrio *et al.*, 1997), y por extensión, sería razonable pensar que la evolución de las unidades físicas también arroje las directrices generales de la dinámica que ha sufrido el paisaje biológico a lo largo del tiempo.

Como ya se indicó, los índices métricos empleados en este trabajo se recogen en la Tabla 5.2, y representan una pequeña muestra de la métrica disponible en el programa de libre acceso *Spatial Pattern Analysis Program for Categorical Maps*, FRAGSTATS 3.3 *build 4* (McGarigal *et al.*, 2002).

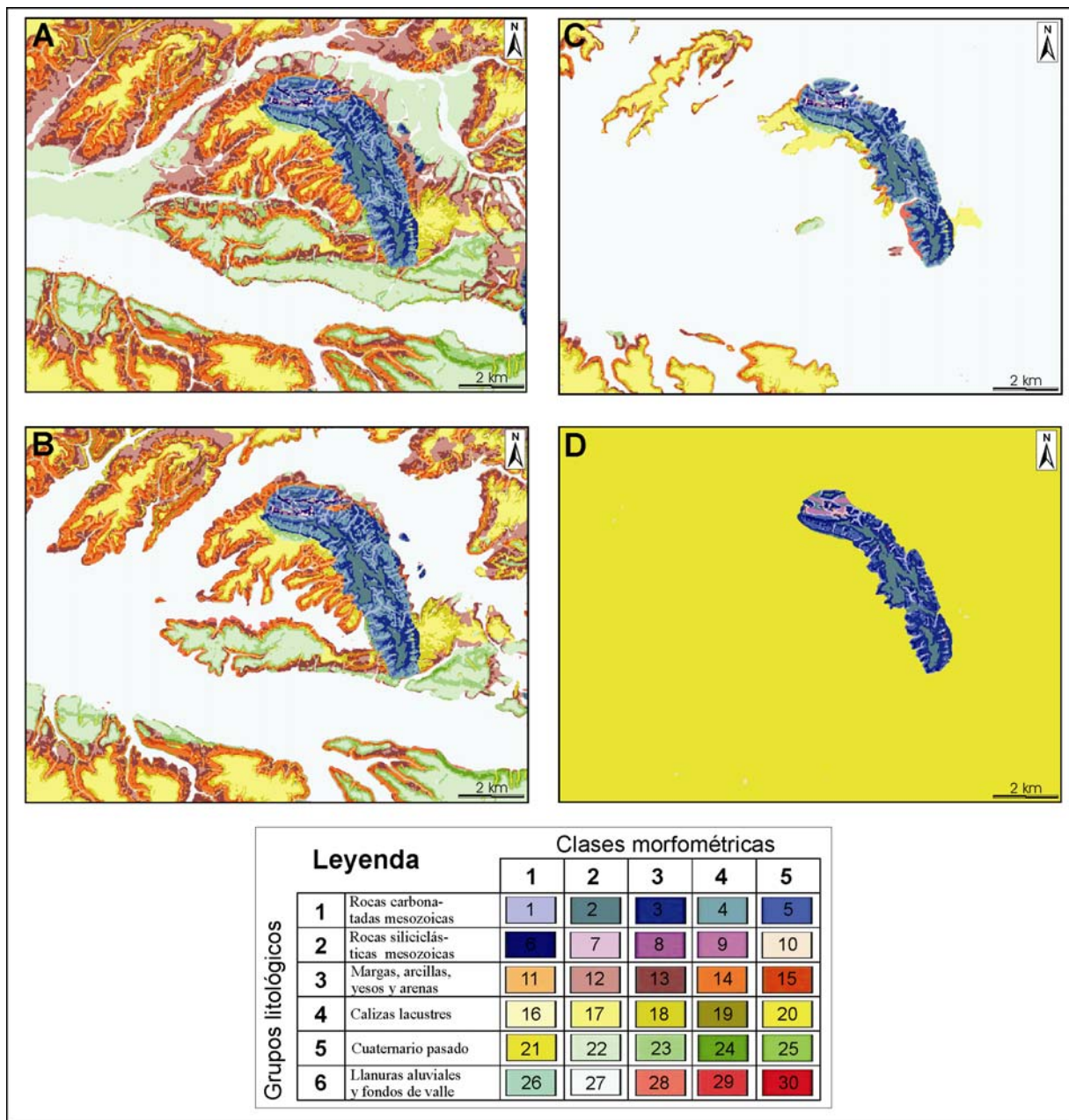


Figura 5.17. Mosaicos del paisaje de las etapas T14_{AZN} (A), T9_{AZN} (B), T3_{AZN} (C) y Superficie Poligénica del Páramo Inferior (D).

La clase o unidad que predomina durante el Neógeno es la unidad 12, formada por terrenos planos y llanos formados sobre las calizas horizontales y subhorizontales. Esta unidad ocupa el 95,9% del territorio, o 176,1 km², durante la etapa de la Superficie Poligénica del Páramo Superior, y el 95,1% o 174,5 km² durante la etapa de la Superficie Poligénica del Páramo Inferior. En estas etapas la unidad 12, se distribuye en una única mancha, que condiciona unos elevados índices de cohesión (>99,9) y agregación (>99,9%), y una densidad de manchas mínima (0,0054 manchas/100hectáreas).

En las etapas fluviales, sin embargo, esta clase sufre una severa reducción, pasando a ocupar tan sólo el 4% del territorio considerado en el mosaico de la etapa T8_{AZN}, que se caracteriza por un aumento drástico de la clase 27 o fondos aluviales, con 160,5 km² que representan el 87,4% del territorio y valores de 99,9 de cohesión y del 99,8% de agregación. Esta clase, va reduciendo su presencia a lo largo de las etapas cuaternarias, disminuyendo su extensión, agregación y cohesión, hasta la etapa actual, donde se extiende por el 8,4% del terreno, con 99,2 de cohesión y el 94,7% de agregación. Esta disminución se produce a favor de las unidades que representan las zonas de ladera en materiales terciarios y del Mesozoico/Oligoceno-Mioceno inferior, y en especial de la unidad del cuaternario no coetáneo con la etapa considerada.

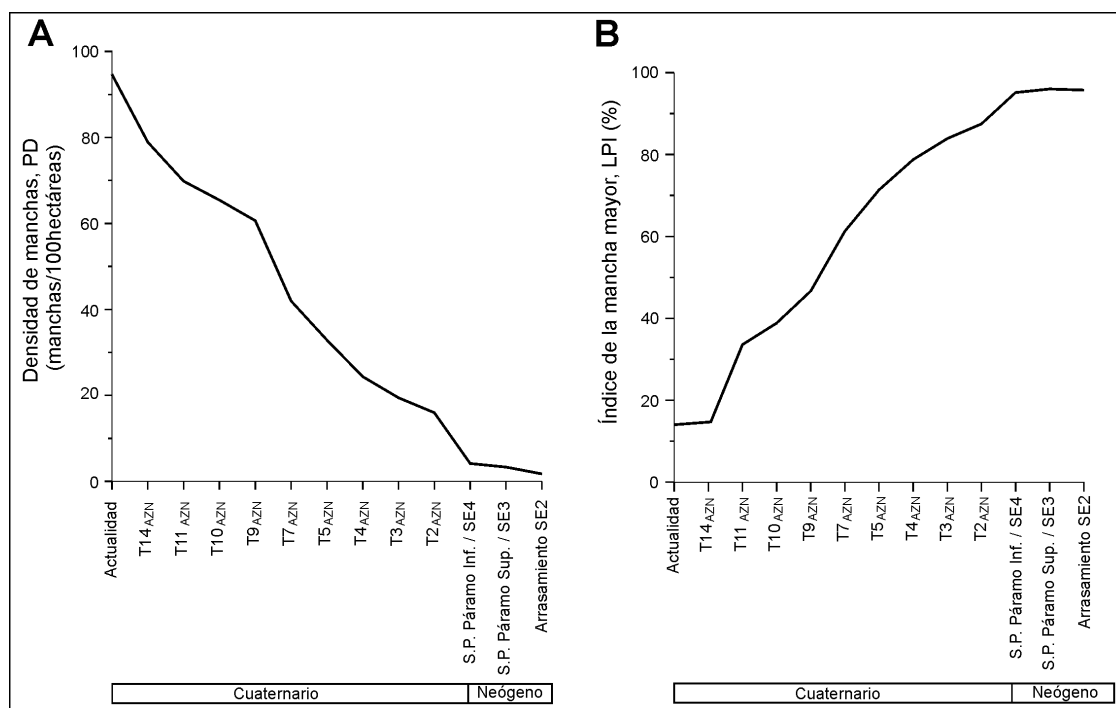


Figura 5.18. Evolución de la densidad de machas (A) y del porcentaje de paisaje ocupado por mancha mayor (B) en los mosaicos del paisaje durante el Neógeno y el Cuaternario.

La evolución del mosaico del paisaje se caracteriza por un aumento de la densidad de ambientes o manchas, de modo que en el Neógeno la densidad se sitúa entre 1,7 manchas/100hectáreas durante la etapa del arrasamiento SE2 y 4,1 manchas/100hectáreas en el periodo de la Superficie Poligénica del Páramo Inferior (Figura 5.18A). Con la primera etapa fluvial cuaternaria (T2_{AZN}), estos valores ya sufren un fuerte incremento (15,9 manchas/100hectáreas) que continua en las sucesivas etapas hasta la actualidad (96,3 manchas/100hectáreas). Este ascenso de los valores se produce de forma más intensa entre la etapa T7_{AZN} y T9_{AZN}, pasando de 41,9 a 60,6 manchas/100hectáreas.

Este aumento de la fragmentación del paisaje se ve acompañado por un descenso general del predominio o porcentaje del paisaje ocupado por la mancha mayor (índice LPI), que oscila entre valores de 95,7 en la primera etapa neógena considerada y 14 en la etapa actual (Figura 5.18B). Este descenso es más brusco en el paso del Neógeno a la primera etapa fluvial cuaternaria, de 95,1 a 87, 4, y muestra variaciones de tendencia en relación con la etapa T9_{AZN} y sobre todo con la etapa T14_{AZN} que presenta valores similares a los actuales.

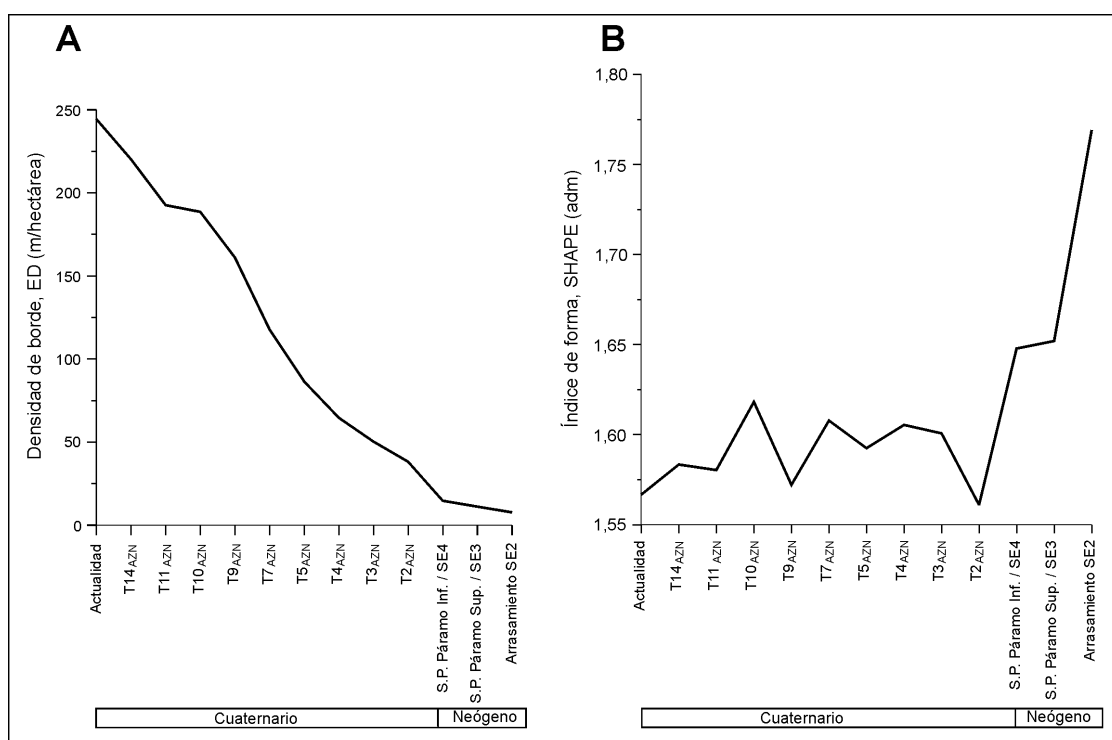


Figura 5.19. Evolución de la densidad de bordes (A) y del índice de forma *SHAPE* (B) en los mosaicos del paisaje del Neógeno y el Cuaternario.

Como es de esperar, el aumento del número de manchas y el descenso del predominio tiene asociado el incremento de la densidad de los bordes o límites entre las manchas, que asciende desde los valores durante el Neógeno, 7,6-14,6 m/hectárea, hasta valores de 38,2 en la primera etapa fluvial cuaternaria (T2_{AZN}), de 188,5 m/hectárea en la etapa T10_{AZN}, y los 247 m/hectárea del mosaico actual (Figura 5.19A).

La forma de las manchas está expresada en función de la media del índice de forma de las manchas de paisaje (Tabla 5.2), con valores que varían entre 1 para la forma de máxima compacidad y valores superiores a 1 y sin límite para las formas más irregulares. Durante el Neógeno las manchas son de formas más irregulares (1,76-1,64) que en el Cuaternario (Figura

519B), donde este índice sufre variaciones entre valores mínimos de 1,56 (etapa T2_{AZN} y actual) y máximos de 1,61 (etapa T10_{AZN}).

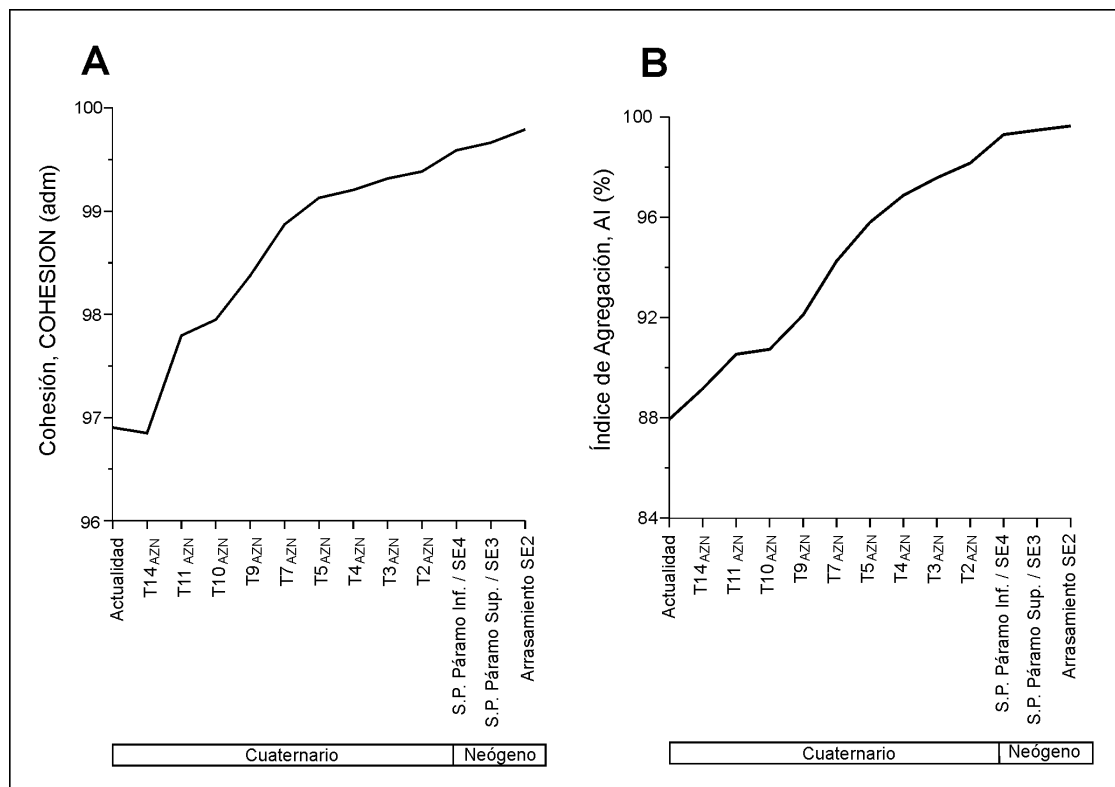


Figura 5.20. Evolución de la cohesión (A) y la agregación (B) de los mosaicos del paisaje durante el Neógeno y el Cuaternario.

El índice de agregación, que estima la propensión de las manchas a estar agregadas, es muy parejo en los mosaicos de las superficies poligénicas (Figura 5.20B), superando en los tres casos el 99%, y experimenta un descenso durante el Cuaternario, especialmente entre la etapa T11_{AZN} y la actualidad, cuando decrece un 2,7%, que resalta frente a los valores casi constantes, 90,5% y 90,7%, que tienen los mosaicos de las etapas T10_{AZN} y T11_{AZN} respectivamente. La cohesión del mosaico del paisaje se muestra igualmente pareja en las etapas T11_{AZN} y T10_{AZN} (Figura 5.20A), con una cohesión respectiva de 97,9 y 97,7, que destaca en relación con el descenso experimentado en el mosaico de la etapa T14_{AZN} (96,9). Los valores más elevados de cohesión corresponden al mosaico de la etapa del arrasamiento SE2 (99,8), seguido por los mosaicos de las superficies poligénicas de los páramos (99,66 y

99,6), y los mosaicos de las primeras etapas fluviales, T2_{AZN} y T3_{AZN}, con valores entre 99,3 y 99,4.

La densidad de riqueza del paisaje, calculado a partir del número de tipos de manchas por unidad de área (hectáreas), como es natural tiene su valor más bajo, de 0,03 clases/100hectáreas, en el mosaico del paisaje durante la elaboración final de la superficie SE2 (Figura 5.21A), cuando la Sierra apenas era un resalte orográfico de no más de 35-40 m respecto a su entorno lacustre de orografía monótona. Estos valores son levemente superiores en los mosaicos de las etapas de las superficies poligénicas de los páramos, con valores entre 0,09 y 0,1 manchas/100hectáreas, y presentan su valor más elevado en los mosaicos de las etapas fluviales que se incrementan a valores de 1,58 clases/100hectáreas para esta zona.

Los últimos elementos de comparación empleados en este análisis corresponden a la diversidad del paisaje y a su distribución. La diversidad, calculada con el Índice de Diversidad de Shannon, muestra un orden de magnitud muy parejo en las etapas neógenas (Figura 5.21B), cuando los valores que presenta este índice oscilan entre valores de 0,22 para el mosaico de la etapa del arrasamiento SE2 y 0,28 en el mosaico de la etapa de la Superficie Poligénica del Páramo Inferior. Esta tendencia contrasta significativamente con el aumento de la diversidad que se produce en las etapas cuaternarias, que se inicia con valores de 0,67 en la etapa T2_{AZN}, incrementándose de manera acentuada hasta la etapa T9_{AZN} (2,13), a partir de la cual asciende más moderadamente hasta alcanzar los máximos valores de diversidad en la etapa T14_{AZN} y en la actualidad, con Índices de Shannon de 2,5. El modelo denudativo del relieve ha supuesto, por tanto, un aumento de la diversidad física en un 265-270% desde las etapas poligénicas terciarias hasta la etapa T2_{AZN}, y en un 374% desde esta etapa hasta las épocas recientes. Desde la primera etapa considerada (arrasamiento SE2), hasta la actualidad el incremento de la diversidad ha sido del 1136%.

La uniformidad, que expresa un aspecto específico de la diversidad del paisaje, como es la distribución del área entre las clases, ha sido estimada con el Índice de Uniformidad de Shannon. El grado de uniformidad en el paisaje (Figura 5.21C), tiene sus valores más bajos en las dos etapas de las superficies poligénicas de los páramos (0,09), con valores muy cercanos a cero, que constituye el límite inferior de este índice. En las etapas cuaternarias, estos valores van aumentando progresivamente, situándose en 0,63 en la etapa T9_{AZN}, que parece representar de nuevo un cambio en el grado de la tendencia ascendente, y en 0,74 en la actualidad.

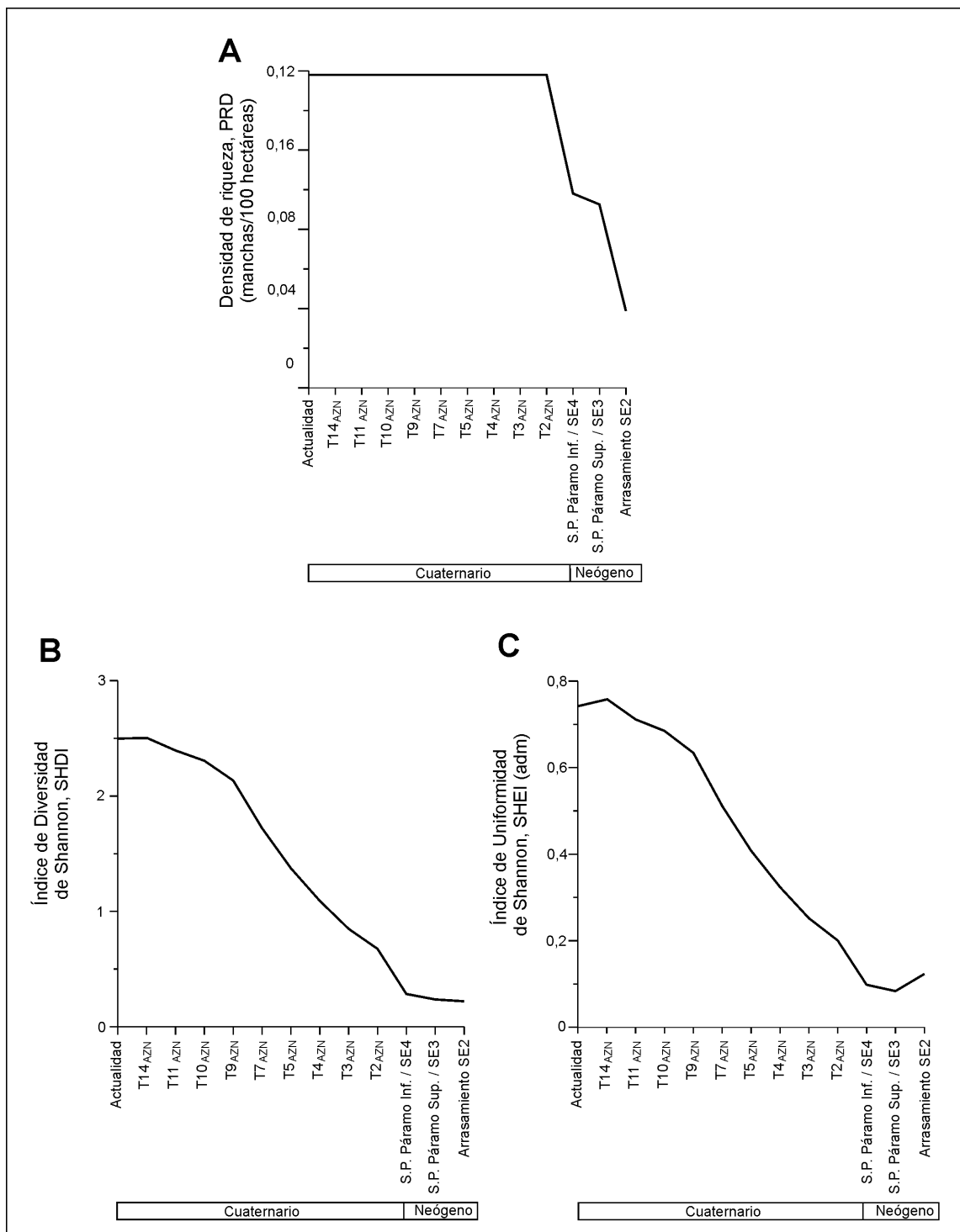


Figura 5.21. Evolución de la densidad de riqueza (A), diversidad (B) y uniformidad (C) en los mosaicos del paisaje del Neógeno y el Cuaternario. La máxima densidad de riqueza se alcanza en las primeras etapas cuaternarias y se mantiene constante hasta la actualidad, mientras que la diversidad y uniformidad del paisaje sufren un aumento paulatino desde el Neógeno hasta el Holoceno y el momento actual.

La Sierra de Atapuerca ha representado durante estas etapas, y en especial durante las más antiguas, un reducto de características contrastantes respecto a su entorno. Así, en las etapas más antiguas, la Sierra de Atapuerca tenía una densidad de riqueza y una diversidad que aumentaban notablemente respecto a sus alrededores, alcanzando por ejemplo, valores de densidad de riqueza de 0,76 clases/100hectárea en la etapa del arrasamiento SE2, y 1,89 clases/100hectárea en la etapa de la Superficie Poligénica del Páramo Inferior, o valores de diversidad de 1,02 y 1,83 para estas dos mismas etapas respectivamente. Esta circunstancia continuó en modo similar durante el Cuaternario, primero marcando una diferencia respecto a los ambientes que se desarrollaban en el entorno de la Sierra durante las etapas de construcción de los valles fluviales, y paralelamente, aumentado su complejidad a medida que el descenso de los niveles de base fluviales y la incisión de los pequeños valles producía un aumento en la extensión de afloramiento de los materiales que componen la Sierra y de las unidades morfométricas que sobre ellos se desarrollan. A tenor del análisis geomorfológico y de las reconstrucciones realizadas, el aumento de su extensión fue más acelerado en las primeras etapas (T2_{AZN}, T3_{AZN}, T4_{AZN}, T5_{AZN}), mitigándose a medida que iban quedando colgados los fondos de valles de la Sierra, hasta ser prácticamente inexistente a partir del periodo correspondiente a la terraza T9_{AZN}, momento en el cual, el estrechamiento progresivo de los planos aluviales de los ríos Vena y Arlanzón, y el cese del encajamiento significativo en la cabecera del río Pico, produjo el abandono de los procesos importantes de incisión en los materiales Mesozoicos y del Oligoceno-Mioceno inferior de la Sierra, que se concentraron casi exclusivamente en los materiales neógenos de la Cuenca del Duero. Esta circunstancia aportaría una explicación, en cierto aspecto, quizás parcial, a los pequeños cambios en la tendencia que muestran muchos de los parámetros analizados en relación con la etapa T9_{AZN}.

En síntesis, el empleo de la métrica del paisaje ha permitido constatar de forma objetiva y cuantitativa que la evolución del relieve de esta región del sector nororiental de la Cuenca del Duero ha llevado asociado un aumento continuado de la complejidad del paisaje. Los paisajes durante el Neógeno han estado dominados por unidades ambientales de gran continuidad y monotonía, que han condicionado una diversidad y riqueza muy bajas en el paisaje, sólo rotas por la isla de variedad relativa que ha supuesto la Sierra de Atapuerca respecto a su entorno. Aunque en las sucesivas etapas del Neógeno se produce un leve aumento de la diversidad, es durante el Cuaternario y asociado al inicio de la formación de los valles fluviales cuando se alcanza la mayor densidad de riqueza y comienza a fragmentarse el paisaje, disminuyendo progresivamente la importancia de las unidades extensivas, lo cual provoca una disminución en la cohesión y la agregación, a la vez que se va produciendo un reparto más uniforme del área entre todas unidades y un incremento substancial de la diversidad.

5.3. CARACTERÍSTICAS DEL PAISAJE Y SU RELACIÓN CON LOS YACIMIENTOS PALEOANTROPOLÓGICOS DE LA SIERRA DE ATAPUERCA.

Las correlaciones realizadas entre las etapas de formación del relieve y los eventos conocidos del sistema endokárstico (Apartado 4.6, Figura 4.50), permiten conocer con aproximación las características del paisaje en esta región (Figura 5.1) y definir los índices métricos utilizados (Tabla 5.2), durante la sedimentación de alguna de las unidades estratigráficas más representativas de los yacimientos.

En fechas que podrían rondar el millón de años, durante la sedimentación de la terraza T3_{AZN} (+70-78 m) y los depósitos de conglomerados cementados del Valle de Cueva Mayor, y cuando las aperturas de las cavidades de la trinchera no existían, el paisaje en esta región estaba dominado por los amplios fondos aluviales del río Arlanzón y el río Vena (Figura 5.22A), que llegaban a ocupar el 83-84% de este territorio, que en conjunto es de 183,5 km² (Figura 5.1). Esta región se situaba en alturas medias de 991 m y con pendientes medias de 1,2°. Frente a este paisaje destacaba la Sierra de Atapuerca (5% del área total), con ambientes distintos que integraban un conjunto de mayor diversidad y densidad de manchas (Figura 5.22A). En estas fechas inmediatamente anteriores a la apertura al exterior de las cavidades de la trinchera del ferrocarril, el mosaico del paisaje tenía una densidad de manchas de 19,4 manchas/100hectáreas, una densidad de bordes de 50,2 m/hectárea y unos índices de cohesión y agregación de 99,3 y 97,5% (Figura 5.18A, 5.19A y 5.20). La densidad de riqueza se situaba en el 0,15 alcanzado con las primeras etapas fluviales del Cuaternario, y la diversidad y uniformidad del mosaico del paisaje (Índices de Shannon, Tabla 5.2) eran respectivamente de 0,8 y 0,2 (Figura 5.21), que supone un aumento del 25% respecto a la etapa inmediatamente anterior (T2_{AZN}, +84-88 m).

En una época más reciente (~ 780.000 años), correspondiente a la etapa T4_{AZN} (+60-67 m), que sería posterior a la sedimentación de las unidades de Elefante E-8\E-12 y a la formación de TD6 (Dolina), y coetánea con el depósito de TD7 (Dolina), el mosaico del paisaje era similar a la etapa anterior pero algo más diversificado (Figura 5.22B), mientras que la orografía se caracterizaba por una altura y pendiente medias de 985 m y 1,5° respectivamente. Siguen predominando ampliamente los ambientes de los fondos aluviales (78,7%), se mantienen bastante constante la superficie que ocupan las plataformas terciarias (4,6%), y los ambientes de la Sierra aumentan hasta sumar en conjunto el 5,3% del territorio analizado (Figura 5.22B). El Índice de Diversidad de Shannon alcanza valores de 1,1, el índice de uniformidad de 0,25 (Figura 5.21), y la densidad de manchas aumenta hasta las 24,3 manchas/100hectáreas (Figura 5.18A).

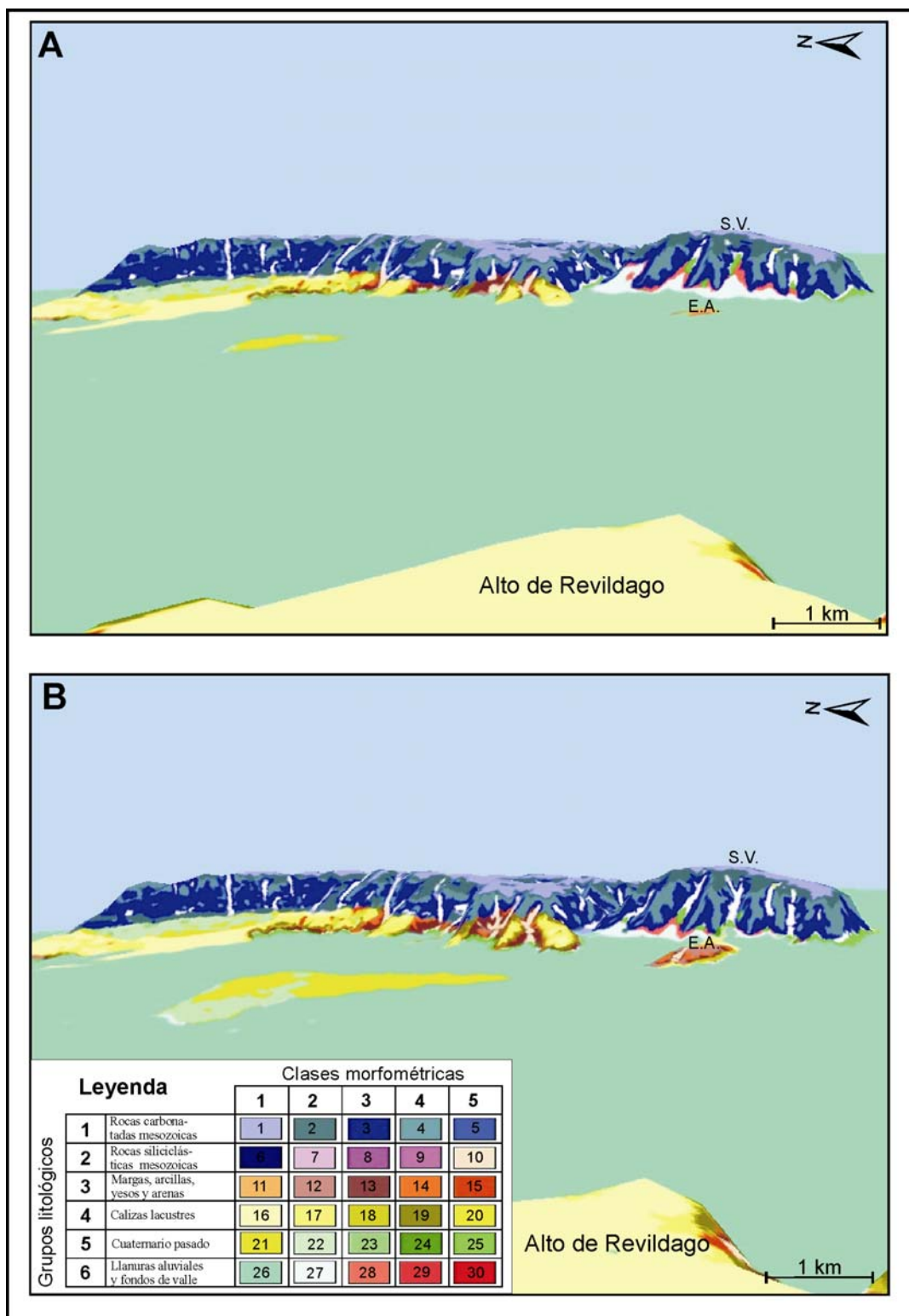


Figura 5.22. Perspectiva del mosaico del paisaje de la vertiente oeste de la Sierra de Atapuerca y cercanías desde el páramo del Alto de Revildago, para las etapas **A)** T3_{AZN}, +70-78 m, anterior a la apertura al exterior de las cavidades de Dolina y Elefante, y **B)** T4_{AZN}, +60-67 m, coetánea con TD7. Entre ambas etapas se sedimentarían en Elefante las unidades entre E-8/E-12 y entre TD3-4/TD7 en Dolina. S.V., Alto de San Vicente; E.A., Plano de “El Alto”.

En fechas que podrían oscilar entorno a los 0,6 Ma, cuando se depositó TD8 en Dolina, el mosaico del paisaje se situaba en un punto intermedio entre T5_{AZN} (+50-54 m) y T7_{AZN} (+38-40 m), oscilando la diversidad entre 1,3 y 1,7 (Figura 5.21B), la uniformidad entre 0,4 y 0,5 y la densidad de ambientes en 32,8-42 manchas/100hectáreas (Figura 5.18A). La pendiente media del territorio rondaba los 1,9-2,5° y la altura media era de 968-977 m. En este periodo los fondos de valles y llanuras aluviales ocuparían entre el 71 y el 61 % del paisaje, las plataformas de las calizas terciarias el 5,8-6,4% y la Sierra de Atapuerca representaría el 6% del territorio analizado, que es de 183,5 km² (Figura 5.1). La incisión en la cuenca habría producido que los ambientes desarrollados sobre materiales no carbonatados sumaran el 19% del total, frente a su casi inexistencia durante las etapas fluviales más antiguas (1,46% durante T2_{AZN}, +84-88 m).

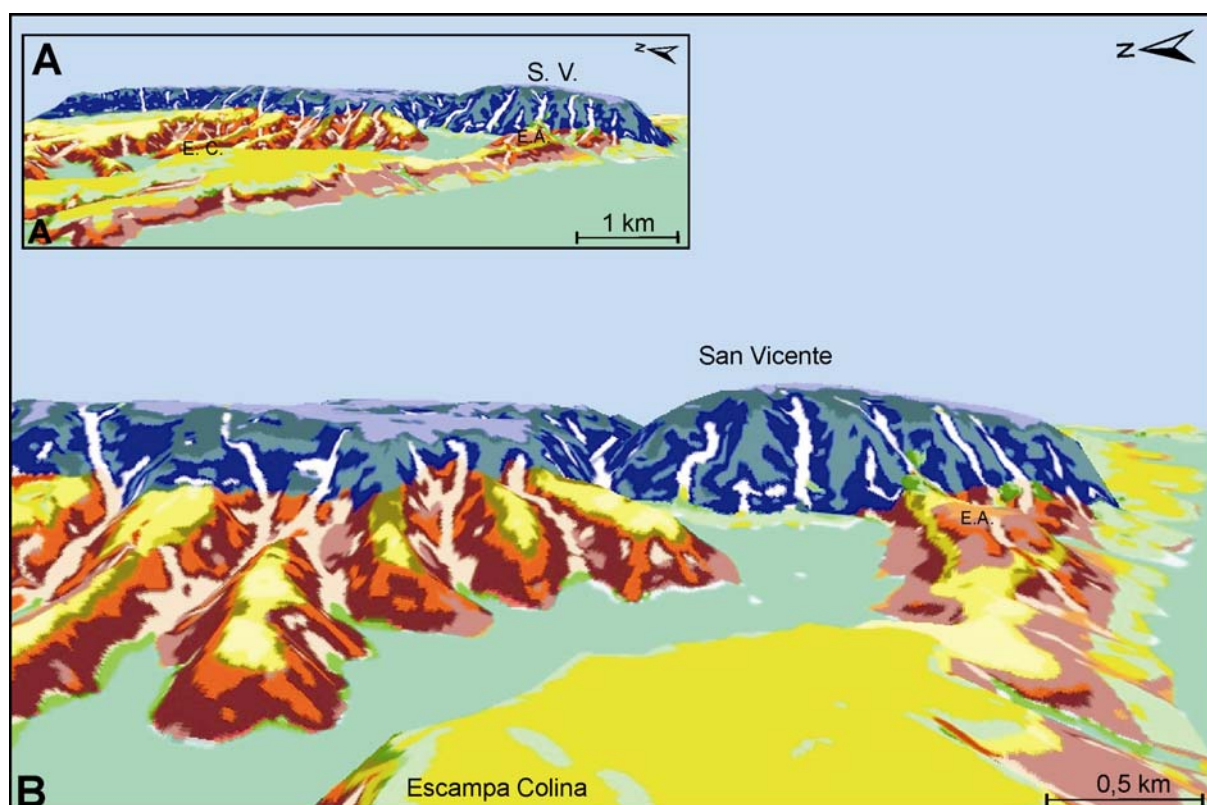


Figura 5.23. Perspectiva tridimensional del mosaico del paisaje para la etapa T9_{AZN} (+19-30 m). A) Vertiente oeste de la Sierra de Atapuerca vista desde la margen izquierda del valle del río Arlanzón. E.C., Alto de Escampa Colina; S.V., Alto de San Vicente; E.A. Plano de "El Alto". B) Vertiente sudoeste de la Sierra de Atapuerca y valle del río Pico. Para consultar leyenda ver la Figura 5.22.

Hace unos 400.000 años, edad que podría corresponder a los homínidos de la Sima de los Huesos y estaría en el orden de magnitud de TD10 en Dolina y GII en Galería, las características del paisaje se sitúan entre los valores de los mosaicos de las etapas T7_{AZN} (+38-40 m) y T9_{AZN} (+19-30 m): el 61-46% del paisaje correspondía a fondos aluviales, el 6,4-

6,8% del área correspondería a las plataformas desarrolladas en las calizas neógenas y la Sierra de Atapuerca llegaría a ocupar el 6,4% del área del paisaje (Figura 5.23). Los índices de cohesión y agregación serían de 98,3-98,8 y 92,1-94,2% (Figura 5.20), la densidad de manchas de 42-60,6 manchas/100hectáreas y la densidad de bordes de 117-161 m/hectáreas (Figuras 5.18A y 5.19A). El índice de diversidad oscilaría entre 1,7 y 2,1 y el de uniformidad entre 0,5 y 0,6 (Índices de Shannon, Tabla 5.2). En este periodo el conjunto del territorio estaría definido por una pendiente media de 3° y alturas medias que rondarían los 965 m.

Cuando se depositó GIV en Galería y la terraza T10_{AZN} (+13-20 m), en un periodo cercano al final del Pleistoceno medio (aproximadamente hace 0,2 Ma), el mosaico del paisaje había alcanzado un índice de diversidad de 2,3 y un índice de uniformidad cercano a 0,7 (Índices de Shannon, Tabla 5.2), mientras que la densidad de manchas era de 65 manchas/100hectáreas y la densidad de bordes de 188 m/hectárea. La unidad del paisaje dominante eran los planos aluviales (39%), aunque habían perdido área frente a otras unidades, como las desarrolladas sobre materiales neógenos no calizos (24 %) o el territorio ocupado por los depósitos cuaternarios de etapas anteriores (11 %). La orografía estaba dominada por pendientes medias de 3,8° y valores medios de altura de 956 m.

Durante el Pleistoceno superior, con las cavidades de la trinchera del ferrocarril colmatadas, los índices del mosaico del paisaje serían muy semejantes a la etapa Holocena (T14_{AZN}, +2-3 m) y al momento actual, cuando el mosaico presenta sus valores máximos de diversidad, uniformidad, densidad de manchas y densidad de bordes, y por contra valores mínimos de cohesión y agregación (Apartados 5.1.3 y 5.2.3.3).

6. CONCLUSIONES.

6. CONCLUSIONES.

En la presente Tesis Doctoral se ha realizado el análisis de la evolución del relieve, desde el Neógeno hasta la actualidad, en la región nororiental de la Depresión del Duero y en su enlace con los relieves alpinos del borde sur de la Cordillera Vasco-Cantábrica y del extremo noroccidental de la Cordillera Ibérica, y con el Corredor terciario de la Bureba. Estos trabajos han estado especialmente dirigidos a definir las etapas de la evolución geomorfológica en el área de influencia de la Sierra de Atapuerca y el valle medio del río Arlanzón, para de este modo tratar de aportar nuevos datos que ayuden a explicar la formación y desarrollo del sistema endokárstico que alberga los rellenos donde se ubican los yacimientos paleoantropológicos de la Sierra de Atapuerca.

Para establecer con mayor precisión las relaciones se ha definido y puesto en práctica un método de regeneración geoestadística de las paleotopografías a partir de las paleosuperficies conservadas en el terreno, que ha derivado en la reconstrucción integral de los relieves pasados en la zona central de estudio. Estas reconstrucciones han permitido precisar nuevas relaciones de la evolución geomorfológica local y regional, y abrir un nuevo campo orientado al análisis cuantitativo de paleopaisajes.

Pese a este interés inicial centrado en el valle medio del río Arlanzón y en la Sierra de Atapuerca, la ampliación de los trabajos a un ámbito más regional ha resultado ser relevante para la comprensión de morfologías ampliamente extendidas en la región centro y norte peninsular, que han sido objeto de numerosos trabajos y controversias desde antiguo y en la actualidad.

De este modo, el análisis de las superficies de erosión intraterciarias en los sistemas alpinos colindantes y su enlace con los materiales terciarios de la Cuenca del Duero y de la Depresión de la Bureba ha permitido reconocer un total de cuatro superficies, preferentemente

conservadas sobre litologías resistentes a la erosión, que presentan una distribución espacial y altimétrica muy dispar, y son equiparables con las superficies propuestas por otros autores en ésta y otras zonas. Su estudio ha supuesto una modificación sustancial de los modelos genéticos y de las cronologías que se proponían hasta el momento.

La superficie de erosión SE1, que es la más antigua y alcanza una de sus mejores representaciones en la Sierra de Atapuerca, Sierra de Lerma y Sierra de Santa Casilda, aparece en forma de cumbres planas, en ocasiones muy degradadas que, como término general, pierden cota hacia las zonas interiores de la cuenca. Esta superficie, hasta el momento considerada como de edad intramiocena, arrasa a materiales y estructuras pre-oligocenas, y tiene como sedimentos correlativos más probables a los depósitos sinorogénicos de conglomerados calcáreos y arcillas rojas de edad Oligoceno-Mioceno inferior (Figura 3.15). Estas relaciones implican que el arrasamiento habría comenzado a labrarse en los últimos impulsos de la Fase Castellana durante el Oligoceno superior y se habría prolongado hasta el Mioceno inferior, donde su formación fue interrumpida por una nueva fase de inestabilidad. Durante el periodo de elaboración los datos paleontológicos de otros autores indican un clima templado húmedo (Figura 3.15), que contrasta con los medios áridos que se manejaban para la formación de esta superficie.

La superficie de erosión SE2, comúnmente conocida como superficie finipontiense o con términos más recientes como superficie de erosión fundamental o S₂, ocupa amplias extensiones, contribuyendo de forma dominante al relieve de altiplanicies que presentan buena parte del terreno en la región analizada de las Cordilleras Ibérica y Cantábrica. Esta superficie había sido relacionada hasta la fecha con los niveles calizos de colmatación de la Cuenca del Duero, ya sean las Calizas del Páramo Inferior (Vallesiense) o las Calizas del Páramo Superior (actualmente consideradas del Turolense superior). Sin embargo, en este trabajo se ha observado que este arrasamiento no enlaza genéticamente con ninguno de los mencionados niveles de las calizas de los páramos, sino que tiene sus sedimentos correlativos en los depósitos detríticos de la unidad tectosedimentaria 2, UTS 2, de edad Aragoniense medio-superior (facies Tierra de Campos, facies Santa María del Campo, facies Alar del Rey, sistemas aluviales miocenos del Arlanza, facies Pedraja, facies Grijalvo-Villadiego), que culminan en el Astaraciense con calizas de espesor métrico o edafizaciones importantes (Figura 3.15). El enlace entre los planos del arrasamiento y los sediplanos de estos depósitos está claramente conservada en diversas localizaciones, donde además se puede observar como las unidades tectosedimentarias superiores, UTS 3 y UTS 4 (Facies Cuestas/Calizas del Páramo Inferior, unidad detrítico-carbonatada del Páramo Superior) han resultado expansivas sobre los bordes de cuenca, no sólo fosilizando a los depósitos de techo astaraciense, sino también cubriendo buena parte de los planos de la superficie de erosión en los relieves alpinos, circunstancia que puede llevar a confusiones a la hora de establecer conclusiones

genéticas a partir de ciertas relaciones geométricas. Los sediplanos más representativos se sitúan en Ruyales del Páramo (zona de Huérmeces), Sierra de las Mamblas, Sierra de Lerma y al norte de la Sierra de la Demanda, donde el sediplano correlativo es el techo del abanico aluvial que forma la facies Pedraja. Esta facies ha sido interpretada cronológicamente como astaraciense, según las correlaciones morfolíticas realizadas en el enlace Duero-Bureba. La formación la superficie de erosión SE2 se ubicaría, por tanto, entre la Fase Neocastellana y el impulso tectónico que se ha detectado en la Sierra de Atapuerca durante el Astaraciense (Figura 3.15), delimitando un intervalo temporal con dominio de climas áridos, como sugieren las asociaciones micropaleontológicas de esa época, las características sedimentológicas de las facies correlativas y la forma de pedimento que aún conserva esta superficie en ciertas localizaciones.

Las superficies de erosión SE3 y SE4 alcanzan una extensión bastante más reducida, en especial la SE4, y su estudio no ha podido aportar relaciones tan justificadas como en el caso anterior. La posición altimétrica de la superficie SE3 parece sugerir su correlación con el ciclo sedimentario del Páramo Superior, que culmina con un nivel carbonatado. Esta relación, además de observarse en el análisis cartográfico, también parece deducirse a partir de las reconstrucciones del relieve, que indican que el arrasamiento SE3 y la Superficie Poligénica del Páramo Superior ocuparían una posición morfológica muy similar. Si se acepta esta relación, la superficie SE3 podría situarse en el Turolense superior (Figura 3.15), que es el último dato que otros autores han propuesto para la unidad detrítica del ciclo sedimentario del Páramo Superior (UTS 4). Esta posición cronológica implicaría un clima de aridez acusada para la formación de este arrasamiento. La distribución testimonial de la superficie SE4 aún aporta datos menos indicativos. Su posición en algunas zonas parece ser similar a la Superficie Poligénica del Páramo Superior y en otras zonas de la Cuenca del Duero y la Cordillera Ibérica diversos autores la relacionan con los depósitos aluviales de piedemonte, comúnmente denominados como “raña”. Partiendo de esta relación hipotética y de su posición respecto a las superficies anteriores, la última superficie de erosión descrita podría situarse en el Villafranquiense medio cerca del límite Plioceno-Cuaternario (Figura 3.15), coincidiendo de nuevo con un periodo de acentuada aridez relativa.

En términos generales, en esta zona que engloba zonas de borde la cuenca, las relaciones genéticas de las superficies se producen con depósitos detríticos, aunque también hay materiales carbonatados. Los episodios de erosión tractiva habría causado la removilización del regolito, formado en gran parte por las arcillas de descalcificación generadas por la disolución kárstica de los macizos carbonatados, y su sedimentación en las zonas de cuenca, actualmente rellenas en gran parte por arcillas de tonos rojos. En la actualidad aún se pueden observar formas exokársticas afectando a los planos conservados de

las superficies, como son lapiaces, dolinas y valles de control litoestructural, cuya forma y sustrato parecen insinuar la acción de los procesos kársticos durante sus estadios iniciales.

Estas superficies también han sido afectadas en distinto grado por las sucesivas fases e impulsos tectónicos, produciendo su deformación y fracturación progresiva. Estos procesos han sido más acusados en la superficie más antigua, SE1, ya que ha sufrido mayor número de fases tectónicas y de mayor importancia, cuyos efectos han sido, en gran parte, la consecuencia de su mala conservación en la actualidad. La deformación tectónica también está presente en la superficie de erosión SE2, que ha sido analizada mediante la interpolación geoestadística a partir de la topografía de los planos erosivos y los sediplanos correlativos. El plano interpolado ha generado una superficie deformada por los procesos tectónicos que está inclinada hacia la cuenca y presenta antiformal y sinformal asociados a estructuras preexistentes. Estas estructuras plegadas de la superficie se inflexionan desde direcciones Ibérica (NO-SE), a trazados E-O, en relación con una posible fractura de zócalo en el Corredor de la Bureba y en el valle medio del río Arlanzón. Las deformaciones son menos patentes en la superficie de erosión SE3 e indistinguibles en la superficie de erosión SE4, escasamente conservada.

Durante la elaboración de las superficies de erosión intraterciarias, la Sierra de Atapuerca siempre ha constituido un relieve sobre elevado respecto a los materiales terciarios que la rodean, y desde la etapa de formación de la superficie de erosión SE2 ya estaba diferenciada la cabecera de los valles que actualmente se observan en la Sierra, con formas muy semejantes a las actuales. Como ejemplo, mencionar la cabecera del Valle de la Hoyada, que ha dividido la Sierra de Atapuerca en dos sectores desde el Mioceno medio, y el Valle de las Orquídeas que en su perfil longitudinal conserva rupturas relacionadas con niveles de base del Mioceno medio, del Vallesiense y del Turolense superior.

En los depósitos neógenos de la Cuenca del Duero se han cartografiado superficies poligénicas, entre las que cabe destacar por su importancia regional la Superficie Poligénica del Páramo Superior y la Superficie Poligénica del Páramo Inferior, que se conservan, respectivamente, sobre los niveles resistentes de las Calizas del Páramo Superior (techo UTS 3) y de las Calizas del Páramo Inferior (techo UTS 4). Las dos superficies son claramente distinguibles, ocupando una posición morfológica y genética diferente. La Superficie Poligénica del Páramo Superior ocupa una posición más elevada y su formación correspondería al Turolense superior-Rusciniense (Figura 4.50), mientras que la Superficie Poligénica del Páramo Inferior, desarrollada en un nivel inferior, podría estar localizada en el límite Pliocuaternal, en relación con las primeras etapas de diferenciación de los valles fluviales cuaternarios y ocupando una posición morfológica muy semejante al arrasamiento SE4 (Figura 4.50). También se han diferenciado otras plataformas estructurales de extensión

más localizada, como la Plataforma estructural de Villalval-Rubena, que se ha formado sobre el techo de las calizas astaracienses que se encuentran deformadas en contacto con la Sierra. Esta plataforma estructural representa el sediplano exhumado correlativo a la Superficie SE2, de manera que la correlación estadística de ambos, sediplano y arrasamiento SE2, ha permitido estimar la diferencia de altura que sufrió la Sierra durante el impulso tectónico acaecido en el Astaraciense (Figura 3.6).

Por medio del estudio de las superficies poligénicas de los páramos y de las unidades litológicas en las depresiones terciarias del Duero y de la Bureba, se ha establecido una nueva correlación entre las facies de ambas depresiones, obteniendo que la conexión sedimentaria de las dos cuencas se habría producido al menos desde el Orleaniense, con ciclos sedimentarios semejantes (facies Dueñas/facies Cerezo, facies Tierra de Campos-Santa María del Campo/facies Pedraja, facies Cuestas/facies Gris-Blanca, Calizas del Páramo Inferior/Calizas del Páramo de Santa Casilda), y concluiría en el Turolense superior con la sedimentación del ciclo sedimentario de Páramo Superior en la Cuenca del Duero, equivalente en la Depresión de la Bureba al nivel superior descrito en la zona del Puerto de la Brújula.

La reconstrucción de los planos de las superficies poligénicas de los páramos, ha facilitado la estimación de las características topográficas de estas superficies y su enlace geométrico con la Sierra de Atapuerca. La Superficie Poligénica del Páramo Inferior, que en buena medida representaría el nivel de las Calizas del Páramo Inferior, parece estar relacionada con la formación inicial de los valles, distribuyéndose desde los 1072 m al este y los 962 m al oeste, con pendientes medias del 0,49°, y conectando con la Sierra de Atapuerca a 1025-1005 m de altura. En el extremo sur de la Sierra esta conexión se produce entre 1022 y 1025 m, mientras que la base de las calizas está a 1005-1012 m y la base de la UTS 3 a 980 m. Esta posición coincide con el desarrollo del nivel superior del endokarst, compuesto por galerías formadas entre 1025 y 988 m, por lo que el desarrollo inicial del sistema endokárstico podría estar relacionado con el nivel freático impuesto en la Sierra por los sistemas lacustres donde se depositaron las Calizas del Páramo Inferior de edad Vallesiense (Figura 4.50).

La reconstrucción de la Superficie Poligénica del Páramo Superior, debido a su mala conservación en la zona ha generado un plano general que sólo recoge su tendencia regional, alcanzando 1092 m en el ángulo sudeste, 992 m del borde oeste y pendientes medias de 0,26°. Esta superficie, que también marcaría muy aproximadamente el nivel alcanzando por el ciclo sedimentario del Páramo Superior o UTS 4, conecta el extremo sur de la Sierra de Atapuerca a 1031-1040 m y coincide con un posible periodo de desarrollo de dolinas en el exterior (Figura 4.50), indicando importante actividad kárstica que podría haberse reflejado en el sistema endokárstico.

El desarrollo de la red fluvial que ha seccionado las superficies poligénicas en las cordilleras alpinas y en las depresiones terciarias, parece haber estado controlado en sus directrices generales por estructuras tectónicas que han formado valles de trazados comúnmente rectilíneos (E-O, NE-SO, N-S) y asimétricos, como sucede en el valle del río Arlanzón y del río Arlanza. Frente a esta tónica general, también existen tramos que seccionan transversalmente la estructura, como el río Arlanza a su salida a la Cuenca del Duero y el río Úrbel y el río Ubierna, que presentan tramos sobreimpuestos que cortan transversalmente la estructura tectónica de la Franja plegada de Montorio Ubierna. Este tramo del río Ubierna pone en conexión el valle bajo, que drena la Cuenca del Duero, con el valle alto, que discurre por Depresión de la Bureba y está en proceso de captura por los afluentes del río Homino, pertenecientes a la Cuenca Hidrográfica del Ebro.

Se ha establecido una secuencia de incisión regional para los valles formada por dieciséis terrazas fluviales más la llanura aluvial, que se distribuyen a alturas relativas de +121-130 m para la terraza más antigua (T1) y los +1/0,2 m de la llanura aluvial. Esta secuencia tiene su mejor representación en los valles del río Arlanza, que conserva los términos más antiguos (T1, +121-130 m; T2, +107-114 m), y del río Arlanzón, cuya terraza superior (T1_{AZN}, +92-97 m), pertenece al tercer nivel de la secuencia regional (T3). La composición de las terrazas depende del área fuente, pero en general predominan los depósitos siliciclásticos sobre los materiales carbonatados mesozoicos y terciarios, mientras que la textura mayoritaria en los tramos altos y medios son gravas, mayoritariamente de composición cuarcítica y metamórfica, aumentando la cantidad de arenas y limos en los tramos bajos.

Los datos de paleomagnetismo (J.M. Parés, comunicación personal) en los niveles T5_{AZA} (+73-79 m), T6_{AZA} (+64-67 m)/T4_{AZN} (+60-67 m) y T5_{AZN} (+50-58 m), y las relaciones establecidas mediante la reconstrucción de relieves entre las terrazas del Arlanzón T3_{AZN} (+70-78 m), T4_{AZN} (+60-67 m) y T5_{AZN} (+50-58 m), los depósitos de los Valles de Cueva Mayor y de Elefante, y los yacimientos paleontológicos de la Sierra, arrojan una distribución cronológica que situaría a los términos caracterizados por alturas relativas de +49-57 m (T7, T5_{AZN}, T7_{AZA}) en el Pleistoceno medio, de +60-67 m (T6, T4_{AZN}, T6_{AZA}) en el límite Pleistoceno medio-inferior, de +70-79 m (T5, T3_{AZN}, T5_{AZA}) en el Pleistoceno inferior (*subcron* de Jaramillo), y más antiguo de esta edad para las terrazas superiores. La correlación regional de los niveles medios y bajos con niveles de travertinos de la Cordillera Ibérica, situaría el límite Pleistoceno medio-superior en el nivel de +12-15 m (T13, T11_{AZN}, T11_{AZA}), y al nivel de terraza a +2-3 m (T16, T14_{AZN}, T14_{AZA}) en el Holoceno.

El método empleado de reconstrucción de paleotopografías se ha realizado utilizando las técnicas cartográficas y geoestadísticas que incluyen los Sistemas de Información

Geográfica, partiendo de la información básica que constituyen el modelo digital de elevaciones y las cartografías geomorfológica y geológica. La regeneración estadística de la tendencia de las morfologías se ha realizado a través de la reconstrucción bidimensional (perfiles longitudinales) por métodos de regresión convencionales y de la reconstrucción tridimensional de las paleosuperficies aplicando técnicas de interpolación determinísticas (superficies de tendencia locales) y no determinísticas (*kriging*).

A partir del análisis de los perfiles longitudinales de los valles fluviales del sector central de estudio y de la reconstrucción estadística de los perfiles longitudinales para cada nivel de terraza, se han definido cuantitativamente la secuencia de incisión fluvial y la respuesta de los tributarios, incluidos los valles menores de la Sierra de Atapuerca, frente a los descensos del nivel de base impuestos por el curso principal (río Arlanzón). Estos descensos del colector principal han derivado en la generación de perfiles longitudinales complejos en los afluentes, causados por su baja capacidad de incisión ante a las variaciones del nivel de base. Como ya se ha indicado, este comportamiento también se ha detectado en los valles de la Sierra de Atapuerca para épocas terciarias.

La reconstrucción de los relieves pasados por métodos geoestadísticos ha permitido correlacionar la terraza T3_{AZN} (+70-78 m) con los depósitos de conglomerados cementados de gravas calcáreas del Valle de Cueva Mayor, y a la terraza T2_{AZN} (+60-67 m) con los sedimentos de margas, arenas y gravas con cicatrices erosivas verticalizadas que se sitúan en el Valle de Cueva Mayor y en el Valle de Elefante. Estas correlaciones respecto a los yacimientos paleoantropológicos implican que durante la sedimentación de T3_{AZN} (+70-78 m) el nivel de la superficie del terreno se encontraría por encima de la entrada de los yacimientos de la trinchera (Dolina, Galería y Elefante), de lo que se puede deducir que en esta época estas cavidades no deberían estar abiertas al exterior, al menos en la posición que actualmente se observa o en las cercanías. Hecho que sí sucedería con Elefante y Dolina durante la formación de T4_{AZN} (+60-67 m), que ya ocuparía una posición inferior y además dicha terraza parece situarse en el límite Pleistoceno Inferior-Medio. Por tanto, en el intervalo temporal definido por ambas terrazas se produciría la apertura de estos dos yacimientos y el comienzo de su relleno alóctono, con la sedimentación de las unidades inversas conocidas de Elefante (E-8\E-12), y desde TD3-4 hasta TD-7 en Dolina (Figura 4.50). En Galería, aún sin abrir al exterior, tendría lugar la sedimentación de GI.

Los subsiguientes descensos del nivel de base durante el Pleistoceno medio continuarían con el encajamiento del río Arlanzón y la formación de terrazas. Durante este proceso y en el intervalo comprendido entre T5_{AZN} (+50-54)/T7_{AZN} (+38-40 m), se sedimentaría TD8 en Dolina y tendría lugar la apertura de Galería (Figura 4.50). En un periodo entre 350 ka y 500 ka, cuando se acumularon los restos de homínidos de la Sima de

los Huesos, se sedimentó TD10 en Dolina y GII en Galería; en el exterior se estarían formando las terrazas entre T7_{AZN} (+38-40 m) y T9_{AZN} (+19-30 m). Más recientemente y hace aproximadamente 200.000 años, coincidiendo con la sedimentación de la unidad GIV de Galería, en el exterior la llanura aluvial del río Arlanzón podría corresponder a la actual T10_{AZN} (+13-20 m).

Entre esta terraza y las siguientes propuestas como del Pleistoceno superior (Figura 4.50) se habría llegado a la colmatación de las cavidades de la trinchera (Dolina, Galería y Elefante).

Utilizando los modelos del relieve reconstruidos, las cartografías geológica y geomorfológica, técnicas de clasificación automática del terreno y conceptos como signatura geométrica y signatura geomorfológica, se ha definido un mosaico del paisaje físico actual, que además de aportar una información básica en la futura ordenación del territorio, también ha permitido establecer unos criterios objetivos para elaborar los mosaicos del paisaje neógenos y cuaternarios, que han sido analizados comparativamente utilizando los índices métricos del paisaje utilizados en Ecología del Paisaje.

El análisis de las variables topográficas, de las unidades físicas ambientales y de sus relaciones espaciales, indica que desde el Neógeno a la actualidad se ha producido un incremento de la complejidad del paisaje. En las variables topográficas este proceso ha estado definido por una ampliación del rango de altura y de curvatura, un descenso de la altura media y el aumento de la pendiente y rugosidad medias. El análisis de las unidades ambientales y de sus relaciones espaciales aplicando la métrica del paisaje, ha permitido definir un paisaje durante el Neógeno dominado por ambientes de gran extensión que condicionaban una densidad de riqueza y diversidad muy bajas (Índice de Diversidad de Shannon entre 0,22-0,28). Durante las primeras etapas cuaternarias el paisaje adquiere sus valores más altos de riqueza y se inicia un aumento significativo de la diversidad y uniformidad del paisaje (Índices de Shannon, Figura 5.21), definiendo unos valores del índice de diversidad que durante la sedimentación de las unidades TD6 y TD7 en Dolina y E8-E12 en Elefante oscilarían entre 0,8 y 1,1. Este aumento continuo durante en el Pleistoceno medio, con valores de diversidad de 1,3-1,7 coincidiendo con TD8; 1,7-2,1 durante la acumulación de los homínidos en la Sima de los Huesos y la formación de TD10 y GII; y 2,3 coincidiendo con la sedimentación de GIV (Figura 5.21). La diversidad del mosaico del paisaje físico, así como su uniformidad, densidad de manchas y densidad de bordes, seguirían aumentando hasta el Holoceno, cuando ya alcanza valores muy semejantes a los actuales (Figuras 5.18A, 5.19A y 5.21B y C). Este proceso ha sido inverso en otros índices, como la agregación y la cohesión (Figura 5.20), que han ido disminuyendo paulatinamente según la disección del relieve iba reduciendo las unidades extensivas (páramos y fondos aluviales, Figura 5.18B) y producía el

aumento de otras unidades, como las terrazas cuaternarias o las unidades formadas sobre terciarios no calizos.

Durante las etapas terciarias, la Sierra de Atapuerca ha constituido un núcleo contrastante de mayor diversidad y densidad de riqueza respecto a su entorno, que se ha ido igualando durante el cuaternario hasta la época actual, cuando aún destaca la mayor densidad de riqueza en la Sierra respecto a su entorno. La máxima diversidad actual se alcanza considerando la Sierra de Atapuerca y el entorno más cercano de la cuenta terciaria.

Los estudios realizados dejan abiertas nuevas e importantes perspectivas en el conocimiento de la geomorfología regional, como puede ser contrastar en otras regiones la edad y relaciones propuestas para las superficies poligénicas, o aportar más datos cronológicos a la secuencia regional de terrazas, que resultaría fundamental para alcanzar una mejor comprensión de la evolución geomorfológica y ayudaría a situar en un contexto temporal más detallado los modelos y resultados obtenidos con las nuevas técnicas de reconstrucción y análisis de paleopaisajes.

La reconstrucción de paleotopografías tiene su aplicación y consecuencia más inmediata ante la perspectiva de poder establecer nuevas relaciones o profundizar en las ya existentes según avance el estudio de las formas y depósitos en el sistema endokárstico (A.I. Ortega, Universidad de Burgos), y del entorno de la Sierra de Atapuerca y el valle medio del río Arlanzón. De la misma manera, las técnicas de reconstrucción ofrecen una interesante continuidad en el trabajo dirigida a la mejora de los modelos, fundamentalmente en relación con la precisión de los datos de entrada (topografía).

El análisis de paleopaisajes aporta nuevos campos de investigación relacionados con la caracterización fisiográfica y el estudio de los procesos naturales en los paleopaisajes. Los modelos del relieve y los mosaicos del paisaje que se han construido también son una información inédita de especial interés para tratar de establecer la influencia y repercusión que ha causado la evolución física del paisaje en el medio biológico.

7. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.

7. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.

- Abbot, L.D.; Silver, E.A.; Robert, S.A., Smith, R.; Ingle, J.C.; Kling, S.A.; Haig, D; Small, E.; Gaqlewsky, J., y Sliter, W. (1997). Measurement of tectonic surface uplift rate in a young collisional mountain belt. *Nature*, 385, 501-507.
- Aguirre, E.; Díaz-Molina, M., y Pérez González, A. (1976). Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta sur española. *Trabajos Neógeno-Cuaternario*, 5, 7-29.
- Aguirre, E. (1998). El proyecto Atapuerca. Propósito, estrategia y primeros resultados. En: Atapuerca y la evolución humana (E. Aguirre, Ed). Fundación Ramón Areces, Madrid, 15-48.
- Alberdi, M.T.; López, N.; Morales, J.; Sesé, C., y Soria, D. (1981). Bioestratigrafía y biogeografía de la fauna de mamíferos de los valles de Fuentidueña (Segovia). *Estudios Geológicos*, 37, 503-511.
- Alonso, A.; Floquet, M.; Mas, J.R., y Meléndez, A. (1993). Late Cretaceous carbonate platforms: Origin and Evolution, Iberian Range, Spain. En: *Cretaceous carbonate platforms* (J.A.T. Simo, R.W. Scott, J-P. Masse, Eds). American Association of Petroleum Geologists, 56, 297-313.
- Álvarez, M.A.; García, E., y López, N. (1985). Biostratigraphy and Paleoecological interpretation of the Middle-Upper Miocene successions in continental sediments of the Duero Basin, Northern Spain. *Abstracts of the VIII Congress of the Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy*. Symposium on European Late Cenozoic Mineral Resources, 15-22 september, Budapest, 66-86.
- Álvarez, M.A. (1987). Estudio sistemático y bioestratigráfico de los Eomyidae (Rodentia) del Oligoceno superior y Mioceno inferior español. *Scripta Geologica*, 86, 1-207.
- Alvaro, M.; Capote, R., y Vegas, R. (1979). Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geológica Hispánica*, 14, 172-177.
- Anadón, P. (1994). The Miocene lacustrine evaporite system of La Bureba (western Ebro Basin, Spain). En: *Global Geological Record of Lake Basins, Volume 1* (E. Gierlowski-kordesch y K. Kelts, eds), Cambridge University Press, 311-314.
- Anderson, R.S., y Humphrey, N.F. (1990). Interaction of Weathering and Transport Processes in the evolution of Arid Landscape. En: *Quantitative Dynamic Stratigraphy* (T.A. Cross, ed). Prentice-Hall. NewYersey, 349-363.
- Andrews, D.J., y Buckman R.C. (1987). Fitting Degradation of Shoreline Scarps by a Nonlinear Diffusion Model. *Journal of Geophysical Research*, 92, B12, 12837-12867.
- Arce, M.; Wouters, P.; Pineda, A., y Solé, J. (1997). *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA). Hoja de Sasamón, 199 (18-10)*. IGME. Serv. Pub. Mº Industria. Madrid.

- Armenteros, I. (1986). *Estratigrafía y sedimentología del neógeno del Sector Surororiental de la Depresión del Duero (Aranda de Duero-Peñaflor)*. Edic. Universidad de Salamanca, Serie Resúmenes de Tesis Doctorales, Facultad de Ciencias, 471 p.
- Arsuaga, J.L.; Bermúdez de Castro, J.M. y Carbonell, E. (Eds) (1997). The Sima de los Huesos Hominid site. *Special issue of Journal of Human Evolution*, 33, (2/3).
- Band, L. (1989). Spatial aggregation of complex terrain. *Geographical Analyst*, 21, 4, 279-293.
- Barrio, G.; Alvera, B.; Puigdefabregas, J., y Díez, C. (1997). Response of high mountain landscape to topographic variables: Central Pyrenees. *Landscape Ecology*, 12, 2, 95-115.
- Barrón, E.; Rivas, M.R., y Valle, M.F. (1996). Síntesis bibliográfica de la vegetación y clima de la Península Ibérica durante el Neógeno. *Revista Española de Paleontología*, N° Extraordinario, 225-236.
- Benito, A.; Pérez-González, A., y Santonja, M. (1998). Evolución geomorfológica de la región del Alto Henares en la Cordillera Ibérica Occidental. En: *Investigaciones recientes de la Geomorfología española* (A. Gómez y F. Salvador, eds). Barcelona, 347-356.
- Benito, A., y Pérez-González, A. (2002). Análisis geomorfológico de la Sierra de Atapuerca y del Valle del Río Arlanzón (Provincia de Burgos). En: *Aportaciones a la Geomorfología de España en el Inicio del Tercer Milenio* (A. Pérez-González, J. Vegas y M.J. Machado, eds), 373-383.
- Bermúdez de Castro, J.M.; Carbonell, E. y Arsuaga, J.L. (eds) (1999). Gran Dolina site: TD6 Aurora stratum (Burgos). *Special issue of Journal of Human Evolution*, 37 (3/4).
- Biro, P., y Solé, L. (1954). Investigación sobre la morfología de la Cordillera Central Española. *Instituto Juan Sebastián Elcano* 87, 17-26, 45-49.
- Bischoff, J.L.; Shamp, D.D.; Aramburu, A.; Arsuaga, J.L.; Carbonell, E., y Bermúdez de Castro, J.M. (2003). The Sima de los Huesos Date to Beyond U/Th Equilibrium (>350 kyr) and Perhaps to 400-500 kyr: New Radiometric Dates. *Journal of Archeological Science*, 30, 275-280.
- Bogaart, P.W. (2003): *Process-Based modelling of the fluvial response to rapid climate change. With reference to the River Maas during the Last Glacial-Interglacial-Transition*. Ph-D Thesis, Vrije Universiteit Amsterdam, 194 pg. <http://www.geo.vu.nl/~bogw/thesis/>.
- Bonnet, S.; Bernard, M., y Driessche, J.V. (2001). Drainage network expansion of the Salagou drainage basin (S. France): an example of relief response to recent climate change?. *Terra Nova*, 13, 214-219.
- Boquera, J.; Gil, G., y Zubieta, J.M. (1978a). *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA). Hoja de Ezcaray, 240 (21-11)*. IGME. Serv. Pub. Mº Industria. Madrid.
- Boquera, J.; Gil, G., y Zubieta, J.M. (1978b). *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, (MAGNA). Hoja de Pradolugo, 239 (20-11)*. IGME. Serv. Pub. Mº Industria. Madrid.
- Bosque, J. (1992). *Sistemas de Información Geográfica*. Rialp, Madrid, 451 p.
- Botequilha, A., y Ahern, J. (2002). Applying landscape ecological concepts and metrics in sustainable landscape planning. *Landscape and Urban Planning*, 59, 65-93.
- Brabyn, L. (1998). *GIS Analysis of Macro Landform*. SIRC 98, Annual Colloquium of the Spatial Information Research Centre University of Otago, Dunedin, New Zealand, 16-19 November. <http://divcom.otago.ac.nz/sirc/webpages/Conferences/SIRC98/98Abstracts/98Brabyn/98brabyn.htm>; <http://www.waikato.ac.nz/wfass/subjects/geography/staff/lars/landform/sirc98.html>.
- Braun, J., y Sambridge, M. (1997). Modelling landscape evolution on geological time scale: a new method based on irregular spatial discretization. *Basin Research*, 9, 27-52.
- Brown, D.G.; Lusch, D.P., y Duda, K.A. (1998). Supervised classification of types of glaciated landscapes using digital elevation data. *Geomorphology*, 21, 233-250.
- Bruin, S., y Stein, A. (1998). Soil landscape modelling using fuzzy c-means clustering of attribute data derived from a Digital Elevation Model (DEM). *Geoderma*, 83, 17-33.
- Burrough, P.A.; Van Gaans, P.F.M., y MacMillan, R.A. (2000). High-resolution landform classification using fuzzy k-means. *Fuzzy Sets and Systems*, 113, 37-52.

- Cabrera, R.; Crespo, J.L.; García, J.I.; B. Mediavilla, B.; y Armenteros, I. (1997). *Mapa Geológico y Minero de Castilla y León, escala 1:400.000*. Junta de Castilla y León. Sociedad de explotación e Investigación Minera de Castilla y León, S.A. (SIEMCALSA). Valladolid.
- Calvo, J.P.; De Vicente, G., y Zarza, A.M. (1991). Correlación entre las deformaciones alpinas y la evolución del relleno sedimentario de la Cuenca de Madrid durante el Mioceno. *Comunicaciones del I Congreso del Grupo Español del Terciario*, 55-58.
- Calvo, J.P.; Daams, R.; Morales, J.; López-Martínez, N.; Agustí, J.; Anadón, P.; Armenteros, I.; Cabrera, L.; Civis, J.; Corrochano, A.; Díaz-Molina, M.; Elizaga, E.; Hoyos, M.; Martín-Suárez, E.; Martínez, J.; Moissenet, E.; Muñoz, E.; Pérez-García, A.; Pérez-González, A.; Portero, J.M.; Robles, F.; Santiteban, C.; Torres, T.; Van del Muelen, A.J.; Vera, J.A., y Mein, P. (1993). Up-to-date Spanish continental Neogene síntesis and paleoclimatic interpretation. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6, 3-4, 29-40.
- Capote, R.; de Vicente, G., y González-Casado, M., (1990). Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español. *Geogaceta*, 7, 20-22.
- Carbonell, E.; Rosas, A. y Díez J.C. (eds) (1999) *Atapuerca: Ocupaciones humanas y paleoecología del yacimiento de Galería*. Junta de Castilla y León, Conserjería de Educación y Cultura, Valladolid, 31-42.
- Casas-Sainz, A.M., y Cortés-Gracia, A.L. (2002). Cenozoic landscape development within the Central Iberian Chain, Spain. *Geomorphology*, 44, 19-46.
- Castro, R., y Chuvieco, E. (1997). Clasificación digital de combustibles fósiles forestales a partir de imágenes de alta resolución y modelos digitales del terreno. En: *Ordenación del Territorio y el Medio Ambiente*. V Reunión Científica de la Asociación Española de Teledetección, Las Palmas de Gran Canaria, Universidad de las Palmas de Gran Canaria, 753-770.
- Chuvieco, E. (2002). *Teledetección Ambiental. La observación de la Tierra desde el Espacio*. Ariel Ciencia, Barcelona, 586 p.
- Colchen, M. (1970). *Géologie de la Sierra de la Demanda: Burgos-Logroño (Espagne)*. Thèse de Doctorat d'Etat es Sciences Naturelles. Faculté des Sciences de Paris, 524 pg.
- Cortés, A.L.; Maestro, A., y Nozal, F. (1999). Nuevos datos sobre la tectónica reciente del sector oriental de la Cuenca del Duero (Burgos-Soria). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 12, 1, 17-27.
- Cuadras, E., Pérez, A. (2002). *Aplicaciones GPS en el entorno de los yacimientos de Atapuerca*. EUPB-UPC. Barcelona (trabajo inédito).
- Daams, R., y van der Meulen, A.J. (1984). Paleoenvironmental and paleoclimatic interpretation of micromammal faunal successions in the Upper Oligocene and Miocene of North Central Spain. *Paléobiologie Continentale*, 14, 2, 241-257.
- Demek, J. (1972). *Manual of Detailed Geomorphological Mapping*. Academica, Praga, 334 pg.
- Díaz, E., Pérez, R. (1998). *Intervenciones topográficas en la Sierra de Atapuerca*. EUPB-UPC. Barcelona, (trabajo inédito).
- Dikau, R. (1989): The application of a digital relief model to landform analysis in geomorphology. In: *Three dimensional applications in Geographical Information Systems*, (J. Raper, ed.), New York, 51-77.
- Dreybrogt, W. (1988). *Processes in Karst Systems. Physics, Chemistry and Geology*. Springer Series in Physical Environment. Springer Verlag Berlin Heidelberg, 288 p.
- Eraso, A.; Domínguez, M.C.; Ortega, A.I.; Martín, M.A.; Gavilán, C.J.; Paredes, C.; Gallego, N., y Giralt, S. (1998a). Ley de distribución de planos de debilidad en la Sierrade Atapuerca (Burgos): aplicación al drenaje del karst. *Geogaceta*, 23, 43-46.
- Eraso, A.; Domínguez, M.C.; Pérez, A.; Martín, M.A., y Ortega, A.I. (1998b). Estimación de las paleovelocidades y sentidos de circulación del agua en el karst donde se emplaza el yacimiento arqueológico de la sierra de Atapuerca (Burgos). *Geogaceta*, 23, 39-42.

- Falguères, C.; Bahain, J.J.; Yokohama, Y.; Arsuaga, J.L.; Bermúdez de Castro, J.M.; Carbonell, E.; Bischoff, J.L.; Dolo, J.M. (1999). Earliest humans in Europe: the Age of TD6 Gran Dolina, Atapuerca, Spain. *Journal of Human Evolution*, 37 (3-4), 343-352.
- Felícísimo, A.M. (1994). *Modelos digitales del terreno. Introducción y aplicaciones en las ciencias ambientales*. Biblioteca de Historia Natural, 3. Pentalfa Ediciones, Oviedo, 220 p.
- Felícísimo, A.M. (1997). Modelización de la insolación potencial en la marina oriental asturiana. Un ensayo de las condiciones ambientales de yacimientos mesolíticos de los concejos de Llanes y Ribadedeva. <http://www.etsimo.uniovi.es/~feli/TextosP.html>.
- Forman, R.T.T. (1995). *Land Mosaics*. Cambridge University Press, Cambridge, 632 p
- Forman, R.T.T. (1999). Horizontal Processes, Roads, Suburbs, Societal Objectives and Landscape Ecology. En: *Landscape Ecological Analysis, Issues and Applications* (J.M. Klopatek, R.H. Gardner, Edts). Springer-Verlag, New York, 57-79.
- Franklin, S.E. (1987). Terrain Analysis from Digital Patterns in Geomorphometry and Landsat MSS. Spectral Response. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 53 (1), 59-65.
- García, A.; Cabra, P., y Solé, J. (1997). *Mapa Geológico de España escala 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA). Hoja de Villagonzalo-Pedernales, 238 (19-11)*. IGME. Serv. Pub. Mº Industria. Madrid.
- Giles, P.T. (1997). Geomorphological signatures: classification of aggregated slope unit objects from digital elevation and remote sensing data. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23, 581-594.
- Gladfelter, B.G. (1971). *Meseta and Campiña landforms in central Spain*. The University of Chicago. Dpt. of Geography. R.P., 130 pg.
- González, A. (1995). Cartografía de movimientos de ladera y su aplicación al análisis del desarrollo temporal de los mismos y de la evolución del paisaje. Tesis Doctoral (inédita), Universidad de Oviedo.
- Gracia, F.J.; Gutiérrez, M. y Leranoz, B. (1988). Las superficies de erosión neógenas en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Revista Sociedad Geológica de España*, 1 (1-2), 135-142.
- Gracia, J.F.; Nodal Martín, F. Y Flores, J. (1990). Superficies de erosión neógenas y neotectónica en el borde NE de la Cuenca del Duero. *Geogaceta*, 7, 287-308.
- Gracia, J.F.; Gutiérrez, F., y Gutiérrez M. (1996). Los poljes de la región de Layna (Cordillera Ibérica Noroccidental). *Cuaternario y Geomorfología*, 10, 3-4, 33-45.
- Gracia, F. J., Gutiérrez, F., y Gutiérrez M. (2002). Origin and evolution of the Gallocanta polje (Iberian Range, NE Spain). *Zeitschrift Fur Geomorphologie*, 46, 245-262.
- Gracia, F.J.; Gutiérrez, F., y Gutiérrez, M. (2003). The Jiloca karst polje-tectonic graben (Iberian Range, NE Spain). *Geomorphology*, 52, 215-231.
- Graff, L.H., y Usery, E.L. (1993). Automated Classification of Generic Terrain Features in Digital Elevation Models. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 59 (9), 1409-1417.
- Guth, P.L. (1999). Quantifying and visualizing terrain fabric from Digital Elevation Models. En: *Geocomputacion 99: Proceedings of the 4th International Conference of GeoComputacion*, Fredericksburg, Virginia, USA, <http://www.geovista.psu.edu/geocomp/geocomp99/indexhtml>.
- Guth, P.L. (2001). Terrain Organization Calculated From Digital Elevation Models. *Special Publication of the Geographic Information System Association. Volume 1. "DEMs and Geomorphology"*. Proceedings of the Symposia on New Concepts and Modeling in Geomorphology and Geomorphometry, DEMs and GIS. Fifth International Conference on Geomorphology, Tokyo, 70-71.
- Guth, P.L. (2002). Eigenvector Analisis of Digital Elevation Models in a GIS: Geomorphometry and Quality Control. http://www.usna.edu/Users/oceano/pguth/tempfile/igc_paper.html, 14 p.
- Gutiérrez, M. (1964). *Mapa Geológico de los alrededores de los Ausines (Prov. de Burgos), E 1:25.000*. Instituto de Geología Económica.
- Gutiérrez, M. (1969). Estudio geológicos en los alrededores de los Ausines (Burgos-NW Ibérica). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 1, 287-308.

- Gutiérrez, M., y Peña, J.L. (1994). Cordillera Ibérica. En: *Geomorfología de España* (M. Gutiérrez, coord.). Editorial Rueda. Alcorcón, Madrid, 251-286.
- Gutiérrez, M., y Valverde, M. (1994). El sistema de poljes del Río Guadazaon (Cordillera Ibérica, Prov. de Cuenca). *Cuaternario y Geomorfología*, 8 (1-2), 87-95.
- Gutiérrez-Elorza, M. y Gracia, F.J. (1997). Environmental interpretation and evolution of the Tertiary erosion surfaces in the Iberian Range (Spain). En (Widdowson, M., ed) *Palaeosurfaces: Recognition, Reconstruction and Palaeoenvironmental Interpretation*. Geological Society Publication, 120, 147-158.
- Guzzetti, F., y Reichenbach, P. (1994). Towards a definition of topographic divisions for Italy. *Geomorphology*, 111, 57-74.
- Hernaiz, P.P. (1994). La falla de Ubierna (margen SO de la Cuenca Cantábrica). *Geogaceta*, 16, 39-42.
- Hernaiz, P.P.; Serrano, A.; Malagón, J., y Rodríguez Cañas, C. (1994). Evolución estructural del margen SO de la cuenca Vasco-Cantábrica. *Geogaceta*, 15, 143-146.
- Hernaiz, P.P., y Solé, P. (2000). Las estructuras del diapiro de Salinas de Rosío y del alto de San Pedro-Iglesias y sus implicaciones en la evolución tectónica de la transversal burgalesa de la Cordillera Vascocantábrica-Cuenca del Duero. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13, 3-4, 471-486.
- Henández-Pacheco, E. (1915). Geología y paleontología del Mioceno de Palencia. Museo Nacional de Ciencias Naturales. *Memorias, Serie paleontológica*, 5, 295 pg.
- Hernández-Pacheco, F. (1930). Fisiografía, geología y paleontología del territorio de Valladolid. Tesis Doctoral, Museo Nacional de Ciencias Naturales. *Memorias, Serie paleontológica*, 37, 9, 205 pg.
- Hobson, R.D. (1972). Surface roughness in topography: quantitative approach. En: *Spatial Analysis in Geomorphology* (R.J. Chorley, ed), Methue & Co, London, 221-245.
- Howard, A.D.; Dietrich, W.E., y Seidl, A. (1994). Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. *Journal of Geophysical Research*, 99 (B7), 13971-13986.
- Howard, A.D. (1995). Simulacion modeling and statistical classification of escarpment planforms. *Geomorphology*, 12, 187-214.
- Howell, F.C.; Butzer, K.W.; Freeman, G.L., y Klein, R.G. (1995). Observation on the acheulean occupation site of Ambrona (Soria province Spain) with particular reference to recent investigations (1980-1983) and the Lower occupation. *Jabrbuch des Römisch-Germanischen. Zentralmuseum Minz*, 38, 33-82.
- Jennings, J.N. (1971). *Karst. An Introduction to Systematic Geomorphology*. Volume seven. The M.I.T. Press. Cambridge. 252 p.
- Jennings, J.N. (1985). *Karst Geomorphology*. Blackwell. Oxford. 293 p.
- Johansson, M. (1999a). Analysis of digital elevation data for palaeosurfaces in south-western Sweden. *Geomorphology*, 26, 279-295.
- Johansson, M.; Olvmo, M., y Söderstrom, M. (1999b). Application of digital elevation and geological data in studies of morphotectonics and relief -a case study of the sub-Cambrian peneplain in south-western Sweden. *Z. Geomorpho. N.F.*, 43, 4, 505-520.
- Johnston, K.; Ver Hoef, J.M.; Krivoruchko, K., y Lucas, N. (2001). *Using ArcGIS Geostatistical Analyst*. ESRI, 300 p.
- Kaufmann, G., y Braun, J. (2001). Modelling karst denudation on a synthetic landscape. *Terra Nova*, 13, 313-320.
- Kooi, H., y Beaumont, C. (1994). Escarpment evolution on high-elevation rifted margins: Insights derived from a surface porcesses model that combines diffusion, advection, and reaction. *Journal of geophysical Research*, 99 (B6), 12191-12209.
- Leguey, S.; Rodríguez, J. (1969a). Estudio mineralógico de los ríos de la Cuenca del Pisuerga. I. Morfología de las terrazas. *Anales de Edafología y Agrobiología*, 28, 7, 445-469.
- Leguey, S.; Rodríguez, J. (1969b). Estudio mineralógico de los ríos de la Cuenca del Pisuerga. II. Características de los sedimentos. *Anales de Edafología y Agrobiología*, 28, 7, 471-484.

- Leguey, S.; Rodríguez, J. (1969c). Estudio mineralógico de los ríos de la Cuenca del Pisuerga. III. Composición mineralógica y su relación con la roca madre. *Anales de Edafología y Agrobiología*, 28, 7, 485-541.
- Lemartinel, B. (1985). L'évolution morphologique de la Demanda et de ses piémonts durant le Néogène. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, Toulouse, 56, 4, 471-490.
- Lemartinel, B. (1987). Relief de la Sierra de la Demanda. Chronique. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, Toulouse, 58, 2, 185-200.
- Leverington, D.W., Mann, J.D., Teller, J.T. (2000). Changes in the bathymetry and volume of glacial Lake Agassiz between 11000 and 9300 C14 yr BP. *Quaternary Research*, 54, 174-181.
- Leverington, D.W.; Teller, J.T., y Mann, J.D. (2002). A GIS method for the reconstruction of late Quaternary landscapes from isobase data and modern topography. *Computers & Geosciences*, 28, 631-639
- López, N. (1982). Los micromamíferos del Terciario de la Cuenca del Duero. I Ciclo de Conferencias de Paleontología, Salamanca, 122-124.
- López, N. (1989). Revisión sistemática y Bioestratigráfica de los lagomorpha (Mammalia) del Terciario y Cuaternario de España. *Memorias del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza*, 3, 343 p.
- López, N.; García, E., y Álvarez, A. (1986). Paleontología y bioestratigrafía (Micromamíferos) del Mioceno medio y superior del sector central de la Cuenca del Duero. *Stydia Geologica Salmanticensia*, 22, 191-212.
- López-Martínez, N.; Agustí, J.; Cabrera, L.; Calvo, J.P.; Civis, J.; Corrochano, A.; Daams, R.; Díaz, M.; Elizaga, E.; Hoyos, M.; Martínez, J.; Morales, J.; Portero, J.M.; Robles, F.; Sacristán, C., y Torres, T. (1987). Approach to the Spanish Continental Neogene Synthesis and Palaeoclimatic Interpretation. *Annales Instituti Geologici Publici Hungarici*, LXX. *Proceedins of the VIIIth Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy*, 383-390.
- MacMillan, R.A.; Pettapiece, W.W.; Nolan, S.C., y Goddard, T.W. (2000). A generic procedure for atomatically segmegting landform into landform elements using DEMs, Hueristic rules and fuzzy logic. *Fuzzy Sets and Systems*, 113, 81-109.
- Malagón, J.; Hernaiz, P.P.; Rodríguez Cañas, C., y Serrano, A. (1994). Notas sobre la inversión tectónica y aloctonía de la cuenca Vasco-Cantábrica. *Geogaceta*, 15, 139-143.
- Mann, J.D., Leverington, D.W., Rayburn, J.A., Grant, N., Teller, J.T. (1997). Calculating the volume and heat budget of glacial Lake Agassiz. *Geological Society of America Annual Meeting, Abstracts with Programs*, Salt Lake City, Utah, A-111.
- Mann, J.D.; Leverington, D.W.; Rayburn, J., y Teller, T. (1999). The volume and paleobathymetry of galcial Lake Agassiz. *Journal of Paleolimnology*, 22, 71-88.
- Martín, M.A.; Domingo, S., y Antón, T. (1981). Estudio de las cavidades de la zona BU-IV.A (Sierra de Atapuerca). *Kaite, Estudio de Espeleología Burgalesa*, 2, 41-76
- Martín-Serrano, A. (1988). Sobre la posición de la raña en el contexto morfodinámico de la Meseta. Planteamientos antiguos y tendencias actuales. *Boletín Geológico y Minero*, 99, 855-870.
- Martín-Serrano, A. (1991). La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de su geodinámica alpina. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 4, 337-351.
- McGarigal, K., Cushman, S.A.; Neel, M.C., y Ene, E. (2002). *FRAGSTATS: Spatial Pattern Analysis Program for Categorical Maps*. Computer software program produced by the authors at the University of Massachusetts, Amherst. Manual y apéndices, 87pg. [Http://www.umass.edu/landeco/research/fragstats/fragstats.html](http://www.umass.edu/landeco/research/fragstats/fragstats.html).
- Mediavilla, R.M., y Dabrio, C.J. (1986). La sedimentación continental del Neógeno en el sector centro-septentrional de la depresión del Duero (Provincia de Palencia). *Stydia Geologica Salmanticensia*, 22, 111-132.
- Mediavilla, R.M., y Dabrio, C.J. (1988). Controles sedimentarios neógenos en la depresión del Duero (Sector Central). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 1 (1-2), 187-195.

- Mediavilla, R.M., y Dabrio, C.J. (1989a). Análisis sedimentológico de los conglomerados de Tariego (Unida 4, Neógeno de la Depresión del Duero). *Studia Geologica Salmantica*, 5, 293-310.
- Mediavilla, R.M., y Dabrio, C.J. (1989b). Las calizas del Páramo en el sur de la provincia de Palencia. *Studia Geologica Salmantica*, 5, 273-291.
- Mediavilla, R.; Dabrio, C.J.; Martín-Serrano, A., y Santisteban (1996). Lacustrine Neogeno systems of the Duero Basin: evolution and controls. En: *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, eds). Cambridge, Cambridge University Press, 183-187.
- Miliaresis, G.Ch., y Argialas, D.P. (1999). Segmentation of physiographic features from the global digital elevation model/GTOPO30. *Computers & Geosciences*, 25, 715-728.
- Miliaresis, G.C. (2001). Extraction of bajadas from digital elevation models and satellite imagery. *Computers & Geosciences*, 27, 1157-1167.
- Molina, E. y Armenteros, I. (1986). Los arrasamientos Plioceno y Plio-pleistoceno en el sector suroriental de la Cuenca del Duero. *Studia Geologica Salmantica*, 22, 293-307.
- Moore, I.D., Grayson, R.B., y Ladson, A.R. (1991). Digital terrain modeling: a review of hidrological, geomorphological and biological applications. *Hydrological Processes*, 5, 3-30.
- Moore, I.D., Turner, A.K.; Wilson, J.P.; Jenson, S.K., y Band, L.E. (1993). GIS and Land-Surface-Surbsurface Process Modelling. En: *Environmental Modelling with GIS*, (M.F. Goodchild, B.O. Parks, L.T. Steyaert, eds), Oxford University Press, 196-230.
- Morisawa, M. (1985). *Rivers. Form and Process*. Longman Inc. New York. USA.
- Núñez, A.; Colondrón, I.; Zazo, C.; Goy, J.L.; Cabañas, I., y Uralde, M.A. (1975a). *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA). Hoja de Santa María del Campo, 275 (17-12)*. IGME. Serv. Pub. Mº Industria. Madrid.
- Núñez, A.; Colondrón, I.; Zazo, C.; Goy, J.L.; Cabañas, I., y Uralde, M.A. (1975b). *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA). Hoja Torquemada, 274 (18-12)*. IGME. Serv. Pub. Mº Industria. Madrid.
- Olivé, A.; Portero, J.M.; Olmo, P.; Aragonés, E.; Carreras, F.; Molina, E., y Gutiérrez Elorza, M. (1982). El sistema de terrazas del Río Carrión. I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero, Salamanca 1979. Temas Geológico Mineros. Parte II. IGME. Madrid, 451-462.
- Olivé, A.; Ramírez Merino, J.I.; Ortega, L.I.; Hernández Samaniego, A. y Alvaro López, M. (1990). *Mapa Geológico de España escala 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA). Hoja de Belorado, 201 (20-10)*. IGME. Serv. Pub. Mº Industria. Madrid.
- Ordóñez, S.; González, J.A., y García del Cura, M.A. (1990). Datación radiogénica (U^{234} - U^{238} y Th^{230} - U^{234}) de sistemas travertínicos del Alto Tajo (Guadalajara). *Geogaceta*, 8, 53-56.
- Parés, J.M., y Pérez-González, A. (1999). Magnetochronology and stratigraphy at Gran Dolina section, Atapuerca (Burgos, Spain). *Journal of Human Evolution*, 37, 325-342.
- Peña, J.L.; Gutiérrez, M.; Ibáñez, M.J.; Lozano, M.V.; Rodríguez, J.; Sánchez, M.; Simón, J.L.; Soriano, M.A. y Yetano, L.M. (1984). *Geomorfología de la provincia de Teruel*. Instituto de Estudios Turolenses. CSIC. 149 p.
- Pérez, B.; Amezua, L.; Miguel, I., y Morales, J. (2001). La fauna del yacimiento turolense de Tariego de Cerrato (Palencia, Castilla-León). *Revista Española de Paleontología, nº extraordinario*, 133-135.
- Pérez-González, A. (1979). El límite Plioceno-Pleistoceno en la Submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos. *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, 9.
- Pérez-González, A. (1982a). *Neógeno y Cuaternario de la Llanura manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo*. Ed. Universidad Complutense, 788 p.
- Pérez-González, A. (1982b). El Cuaternario de la Región Central de la Cuenca del Duero y sus principales rasgos geomorfológicos. I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero, Salamanca 1979. *Temas Geológico Mineros. Parte II*. IGME. Madrid, 717-740.

- Pérez-González, A., y Gallardo, J. (1987). La Raña al sur de Somosierra y Sierra de Ayllón: un piedemonte escalonado del Villafranquiense medio. *Geogaceta*, 2, 29-32.
- Pérez-González, A.; Martín-Serrano, A., y Pol, C (1994). Depresión del Duero. En: *Geomorfología de España* (M. Gutiérrez, coord). Editorial Rueda. Alcorcón, Madrid, 351-388.
- Pérez-González, A., Pinilla, L.; Almorox, J.; Benito, M.; Gallardo, J.; Gallardo, J.P.; Palero, B.; Aparicio, M.T.; Sesé, C.; Sot, E.; Bógalo, M.C.; Keller, P.; Osete, M.L.; Calderón, T.; Martín, T.; Ruíz, B.; Parés, J.M.; Rendell, H.M. y Santonja, M. (1996). Paleoclimatic and Environmental study of Quaternary depositions in the Tajo Valley. En: *Palaeclimatological revision of climate evolution and environment in western Mediterranean regions* (C. Bajos, D. Baretino y P. Peaudecerf, coord.), Management and storage of radioactive waste, ISBN 92-827-9103-3, Part A, Task 2, 23-71.
- Pérez-González, A.; Santonja, M.; Gallardo, J.; Aleixandre, T.; Sesé, C.; Soto, E.; Mora, R., y Villa, P. (1997). Los yacimientos pleistocenos de Torralba y Ambrona y sus relaciones con la evolución geomorfológica del Polje de Conquezuela (Soria). *Geogaceta*, 21, 175-178.
- Pérez-González, A.; Parés, J.M.; Gallardo, J.; Aleixandre, T.; Ortega, A.I. y Pinilla, A. (1999). Geología y estratigrafía del relleno de Galería de la Sierra de Atapuerca (Burgos). En: *Atapuerca: Ocupaciones humanas y paleoecología del yacimiento de Galería*, (E. Carbonell, A. Rosas, J.C. Díez, eds). Junta de Castilla y León. Conserjería de Educación y Cultura, Valladolid, 31-42.
- Pérez-González, A.; Parés, J.M.; Cardonell, E.; Aleixandre, T.; Ortega, A.I.; Benito, A., y Martín, M.A. (2001). Géologie de la Sierra de Atapuerca et stratigraphie des remplissages karstiques de Galería et Dolina (Burgos, Espagne). *L'Anthropologie*, 105, 27-43.
- Pickett, S.T.A., y Cadenasso, M.L. (1995). Landscape ecology: Spatial Heterogeneity in Ecological Systems. *Science*, 269, 331-334.
- Pike, R.J. (1988a). The geometric signature: quantifying landslide-terrain types from digital elevation models. *Mathematical Geology*, 20 (5), 491-510.
- Pike, R.J. (1988b). Towards Geometric Signature for Geographic Information Systems. En: *Proceedings of the International Geographic Information Systems Symposium (IGIS)* (R.T. Aangeenbrug, y M. Schiffman, eds), Arlinton, 15-26.
- Pike, R. J. (1995): Geomorphometry - progress, practice and prospect. In: *Z. Geomorph. N.F., Suppl.*-Vol. 101, p.221-238.
- Pike, R.J. (2000). Geomorphometry-diversity in quantitative surface analysis. *Progress in Physical Geography*, 24, 1, 1-20.
- Pike, R.J. (2001). Geometric Signatures-Experimental Design, First Results. *Special Publication of the Geographic Information System Association. Volume 1. "DEMs and Geomorphology"*. Proceedings of the Symposia on New Concepts and Modeling in Geomorphology and Geomorphometry, DEMs and GIS. Fifth International Conference on Geomorphology, Tokyo, 50-51.
- Pineda, A. (1996). El enlace y la paleogeografía neógena entre las Cuencas del Duero y del Ebro en la Bureba (Burgos). *Boletín Geológico y Minero*. 107, 1, 14-28.
- Pineda, A. (1997a). *Mapa Geológico de España escala 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA). Hoja de Burgos, 200 (19-10)*. IGME. Serv. Pub. Mº Industria. Madrid.
- Pineda, A. (1997b). *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA). Hoja de Montorio, 167 (19-9)*. IGME. Serv. Pub. Mº Industria. Madrid.
- Pineda, A. (1997c). *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA). Hoja de Villadiego, 166 (18-9)*. IGME. Serv. Pub. Mº Industria. Madrid.
- Pol, C., y Carballeira, J. (1982). Las facies conglomeráticas terciarias de la región de Covarrubias (Burgos). *1ª Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero*. IGME, Salamanca, 509-525.
- Pol, C., y Carballeira, J. (1983a). El Sector Nororiental y su enlace con el surco Ebro-Rioja. En: *Libro Homenaje J.M. Ríos, Geología de España II* (Comba, J.A., ed.), IGME, 507-511.

- Pol, C., y Carballeira, J. (1983b). Características de los depósitos aluviales del Sistema del Río Arlanza (Borde este de la Cuenca del Duero). *Comunicaciones presentadas al X Congreso Nacional de Sedimentología*, 23-24.
- Pol, C. (1985). *Estratigrafía y Paleogeografía de los sedimentos cretácico paleógenos y Miocenos del este de la Cuenca del Duero*. Resumen de Tesis Doctoral. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Oviedo. Oviedo. 59 pg.
- Pol, C., y Carballeira, J. (1986). El sinclinal de Santo Domingo de Silos: Estratigrafía y paleogeografía de los sedimentos continentales (borde este de la Cuenca del Duero). *Studia Geologica Salmantica*, 22, 7-36.
- Portero, J.M.; Ramírez, J., y Hernández, A. (1979). *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA). Hoja de Briviesca, 168 (20-9)*. IGME. Serv. Pub. Mº Industria. Madrid.
- Portero, J.M., y Ramírez, J. (1979). *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA). Hoja de Casalarreina, 169 (21-9)*. IGME. Serv. Pub. Mº Industria. Madrid.
- Portero, J.M.; Olmo, P., y Olivé, A. (1983). El Neógeno de la transversal norte-sur de la Cuenca del Duero. En: *Libro Homenaje J.M. Ríos, Geología de España II* (Comba, J.A., ed.), IGME, 494-502.
- Portero, J.M.; Olmo, P.; Ramírez del Pozo, J., y Vargas, A. (1982). Síntesis del Terciario Continental de la Cuenca del Duero. *1ª Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero*. IGME, Salamanca, 11-37.
- Pozo, M.; Rames, M.C., y Fonolla, F. (1984). Estudio mineralógico, geoquímico y paleontológico de los materiales de transición de facies fluviales a evaporíticas en el sector central de la Cuenca del Duero. *Revista de Materiales y procesos Geológicos*, UCM, 2, 95-113.
- Quintero, I.; Mansilla, H., y Martínez, C. (1982). *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA). Hoja de Santo Domingo de Silos, 315 (20-13)*. IGME. Serv. Pub. Mº Industria. Madrid.
- Rădoane, M.; Rădoane, N., y Dumitriu, D. (2003). Geomorphological evolution of longitudinal river profiles in the Carpathians. *Geomorphology*, 50, 293-306.
- Raines, G.L. (2002). Description and comparison of geological maps with FRAGSTATS-a spatial statistics program. *Computers and Geosciences*, 28, 169-177.
- Rempel, R.S.; (2002). Patch analyst user's manual- a tool for quantifying landscape structure. Faculty of Forestry, Dept. of Biology, Centre for Northern, Forest Ecosystem Research, Lakehead, University Thunder Bay, Ontario, 19p+appendix. [Http:// flash.lakeheadu.ca/~rrempe/patch/](http://flash.lakeheadu.ca/~rrempe/patch/).
- Riba, O.; Reguant, S., y Villena, J. (1983). Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la Cuenca terciaria del Ebro. En: *Libro Homenaje J.M. Ríos, Geología de España II* (Comba, J.A., ed.), IGME, 131-159.
- Riba, O. (1989). Las discordancias sintectónicas como elementos del análisis de cuencas. En: *Sedimentología*, (A. Arche, ed). C.S.I.C., Madrid, 2, 489-552.
- Rigon, R., y Cozzini, A. (2001). Exploring the Complexity of Mountain Landscape: a Digital Perspective. *Special Publication of the Geographic Information System Association. Volume 1. "DEMs and Geomorphology"*. Proceedings of the Symposia on New Concepts and Modeling in Geomorphology and Geomorphometry, DEMs and GIS. Fifth International Conference on Geomorphology, Tokyo, 52-53.
- Ringrose, P.S., y Migón, P. (1997). Analysis of digital elevation data for the Scottish Highlands and recognition of pre-Quaternary elevated surfaces. En: *Palaeosurfaces: Recognition, Reconstruction and Palaeoenvironmental Interpretation* (M. Widdowson, ed). Geological Society, Special Publication, 120, 25-35.
- Rodríguez, C.; Hernaiz, P.P.; Malagón, J., y Serrano, A. (1994). Notas sobre la estructura cabalgante de Rojas-Santa Casilda. *Geogaceta*, 15, 135-138.
- Romstad, B. (2001). *Improving Relief Classification with Contextual Merging*. <http://www.nlh.no/conf/scangis2001/papers/15.pdf>.
- Rosas, A.; Pérez-González, A.; Carbonell, E.; Made, J.; Sánchez, A.; Laplana, C.; Cuenca-Bescos, G.; Parés, J.M., y Huguet, R. (2001). Le gisement pléistocène de la "Sima del Elefante" (Sierra de Atapuerca, Espagne). *L'Anthropologie*, 105, 301-312.

- Royo y Gómez, J. (1926). *Terciario continental de Burgos*. XIV Congr. Int. Madrid, Exc. A-6. 67 p.
- San Miguel de la Cámara, M. (1950). *Mapa geológico de España, escala 1:50.000. hoja n° 314 de Cilleruelo de Abajo*. Instituto Geológico y Minero de España.
- San Miguel de la Cámara, M. (1953). *Mapa geológico de España, escala 1:50.000, hoja n° 276 de Lerma*. Instituto Geológico y Minero de España.
- Sánchez, L.M.; Pavón, J.; García, J.; Manjón, M., y Colmenero, J.R. (1975). Hoja de Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA). Castrojeriz, 237 (18-11). IGME. Serv. Pub. M° Industria. Madrid.
- Sánchez, F.; Tejero, R., y Bergamín, J.F. (1998). Análisis de la variabilidad del relieve a partir de modelos digitales del terreno. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 11(1-2), 139-149.
- Sánchez, F.J.; Alonso, G. y Dabrio, C.J. (1988). Sedimentología de los depósitos lacustres neógenos de Castrillo del Val (Burgos) España. *Studia Geologica Salmanticensia*, XXV: 87-108.
- Sánchez, F.J.; Dabrio, C.J., y Civis, J. (1989). Interpretación paleoecológica de los depósitos lacustres neógenos de Castrillo del Val (noreste de la Depresión del Duero). *Studia Geologica Salmanticensia*, Vol. Esp. 5, 311-331.
- Santisteban, J.I.; Mediavilla, R.; Martín-Serrano, A., y Dabrio, C.J. (1996). The Duero Basin: a general overview. En : *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, eds). Cambridge, Cambridge University Press, 183-187.
- Santisteban, J.I.; Alcalá, L.; Mediavilla, R.M.; Alberdi, M.T.; Luque, L.; Mazo, A.; Miguel, I.; Morales, J., y B. Pérez. (1997). El yacimiento de Tariego de Cerrato: El inicio de la red fluvial actual en el sector central de la Cuenca del Duero. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 22, 431-446.
- Sanz, M.A. (2001). *Desarrollo y validación de un procedimiento digital para los análisis morfográficos*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid (inédita), 319 pp.
- Schwenzner, J. (1936). *Zur morphologie des Zentralspanischen hochlandes*. J. Engelhorn's Nachf. Stuttgart. 129 pág.
- Schwenzner, J. (1937). La región montañosa central de la meseta española. Resumen de la obra: *Zur Morphologie des Zentral-spanischen Hochlandes*. Geographische Abhandlungen. *Boletín de la Sociedad Española de Historia Natural*, 41, 121-147.
- Selby, M.J. (1985). *Earth's Changing Surface*. An Introduction to Geomorphology. Clarendon Press, Oxford. 607 pg.
- Serrano, A.; Hernaiz, P.P.; Malagón, J., y Rodríguez Cañas, C. (1994). Tectónica distensiva y halocinesis en el margen SO de la cuenca Vasco-Cantábrica. *Geogaceta*, 15, 131-134.
- Sesé, C., y Jiménez-Rodrigo, J.C. (2002). Primeros datos paleontológicos del sector occidental de la Cuenca de Madrid: Nuevos yacimientos de microvertebrados del Oligoceno en Talavera de la Reina (Prov. Toledo). *Estudios Geológicos*, 58, 27-43.
- Simón, J.L.; Paricio, J. (1988). Sobre la compresión neógena en la Cordillera Ibérica. *Estudios Geológicos*, 44, 271-283.
- Small, E.E., y Anderson, R.S. (1998). Pleistocene relief production in Laramide mountain ranges, western United States. *Geology*, 26, 2, 123-126.
- Sulebak, J.R.; Eitzelmüller, B., y Sollid, J.L. (1997). Landscape regionalization by automatic classification of landform elements. *Norsk geogr. Tidsskr.*, 51, 35-45.
- Solé, L. (1952). España, Geografía física. En: *Geografía de España y Portugal I*, (M. Terán, ed). Montaner y Simón. Barcelona, 497pg, 166-217.
- Torre, J.R. (dirección) (1996). *Mapa forestal de España, escala 1:200.000, Hoja de Burgos, 5-3*. Ministerio de Medio Ambiente.

- Torres, T.; Canoira, L.; Cobo, R.; Coello, F.J.; García-Alonso, P.; García-Cortés, A.; Hoyos, M.; Llamas, J.A.; Mansilla, H.; Soler, V., y Valle, M. (1995a). Travertinos de río Blanco (Soria); edad y evolución. *Geogaceta*, 18, 90-92.
- Torres, T.; Canoira, L.; Coello, F.J.; García-Alonso, P.; García-Cortés, A.; Grün, R.; Hoyos, M.; Juliá, R.; Llamas, J.A.; Meyer, V.; Soler, V., y Valle, M. (1995b). Datación e interpretación paleoambiental de los travertinos de Priego (Cuenca) y río Blanco (Soria). Sector Central de la Cordillera Ibérica (España). *Reconstrucción de paleoambientes y cambios climáticos durante el Cuaternario*. Monografías del Centro de Ciencias Meidoambientales, CSIC, 103-113.
- Truyols, J. y Porta, J. (1982). Observaciones sobre los niveles fosilíferos del Mioceno de Castrillo del Val (Burgos). I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero. Salamanca. *Temas Geológicos y Mineros* (IGME) VI (2): 663-676.
- Tucker, G.E., y Bras, R.L. (1998). Hillslope processes, drainage density, and landscape morphology. *Water Resources Research*, 34 (10), 2751-2764.
- Unbenannt, M. (1999). Generation and Analysis of High Resolution Digital Elevation Models for Morphometric Relief Classification, represented at a Cuesta Scarp Slope on the Colorado Plateau, USA. <http://mlucom6.urz.uni-halle.de/geographie/phys/UNBENANN/ genera.html>
- Vázquez, A. (2002). Reinterpretación morfogenética del modelo de escalonamiento cíclico de relieve en la Paramera de Sigüenza. En: *Aportaciones a la Geomorfología de España en el Inicio del Tercer Milenio* (A. Pérez-González, J. Vegas y M.J. Machado, eds), 499-504.
- Ventura, S.J., y Irvin, J. (2000). Automated landform Classification Methods for Soils-Landscape Studies. En: *Terrain Analysis. Principles and Applications* (J.P. Wilson y J.C. Gallant, eds.), John Wiley & Sons. New York, 267-294.
- Weibel, R., y DeLotto, J. S. (1988). Automated terrain classification for GIS modeling. *GIS/LIS '88 proceedings accesing the world: Thrid Annual International Conference, Exhibits and Workshops on Geographics Information Systems*, San Antonio, Texas, 618-627.
- Wheatley, M.; Wilson, J.P.; Redmon, L.; Ma, Z., y DiBenedetto, J. (2000). Automated Land Covr Mapping Using Landsat Thematic Mapper Images and Topographic Attributes. En: *Terrain Analysis. Principles and Applications* (J.P. Wilson y J.C. Gallant, eds.), John Wiley & Sons. New York, 355-390.
- Vicente, G (1988). *Análisis poblacional de fallas: El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral (inédita). Universidad Complutense de Madrid, 317.
- Vicente, G. Giner, J.L.; Muñoz-Martín, A.; González-Casado, J.M., y Lindo, R. (1996). Determination of present-day stress tensor and neotectonic interval in the Spanish Central System and Madrid Basin, central Spain. *Tectonophysics*, 266, 405-424.
- Willgoose, G.; Bras, R.L., y Rodríguez-Iturbe, I. (1991a). A coupled channel Network growth and Hillslope Evolution Model. 1 Theory. *Water Resources Research*, 27 (7), 1671-1684. Biblioteca.
- Willgoose, G.; Bras, R.L., y Rodríguez-Iturbe, I. (1991b). A coupled channel Network growth and Hillslope Evolution Model. 2 Nondimensionalization and Application. *Water Resources Research*, 27 (7), 1685-1696. Biblioteca
- Wilson, J.P., y Gallant, J.C. (2000). *Terrain analysis. Principles and applications*. John Wiley & Sons. New York. 479 pg, 1-27.
- Zazo, C., y Goy, J.L. (1977). Geomorphological study of th confluence of the rivers Pisuerga, Arlanza, and Arlanzón, Basin of Duero (Spain). X Inqua Congress, Birmingham, 1977, Abstracts, 510.
- Zazo, C.; Goy, J.L. y Hoyos, M. (1983). Estudio geomorfológico de los alrededores de la Sierra de Atapuerca (Burgos). *Estudios Geológicos*, 39, 179-185.
- Zazo, C.; Goy, J.L. y Hoyos, M. (1987). Contexto geológico y geomorfológico. In (E. Aguirre, E. Carbonell y J.M. Bermúdez de Castro, Eds.). *El hombre fósil de Ibeas y el Pleistoceno de la Sierra de Atapuerca*. Valladolid, Junta de Castilla y León, 41-46.

APÉNDICES.

APÉNDICES.

APÉNDICE I. MAPAS GEOMORFOLÓGICOS Y MAPA GEOLÓGICO.

- I.1. Mapa geomorfológico de la Sierra de Atapuerca y el valle medio del río Arlanzón. Sector central de estudio.
- I.2. Mapa geológico de la Sierra de Atapuerca y el valle medio del río Arlanzón. Sector central de estudio.
- I.3. Mapa geomorfológico del borde meridional de la Cordillera Vasco-Cantábrica.
 - I.3.1. Sector occidental. Zona de Huérmeces.
 - I.3.2. Sector central. Sierra de Ubierna.
 - I.3.3. Sector oriental. Sierra de Santa Casilda.
- I.4. Mapa geomorfológico del enlace Sierra de la Demanda-área de La Pedraja.
- I.5. Mapa geomorfológico del borde oeste de la Sierra de la Demanda-Cuenca del Duero.
- I.6. Mapa geomorfológico del valle medio del río Arlanza y el enlace Sierra de las Mamblas-Cuenca del Duero.
- I.7. Mapa geomorfológico del enlace Sierra de Lerma-Cuenca del Duero.
- I.8. Mapa geomorfológico de la confluencia Arlanza-Arlanzón.
- I.9. Leyenda de los mapas geomorfológicos y geológico.

APÉNDICE II. LEYENDA DE LOS CORTES GEOMORFOLÓGICOS PRESENTADOS EN EL TEXTO.

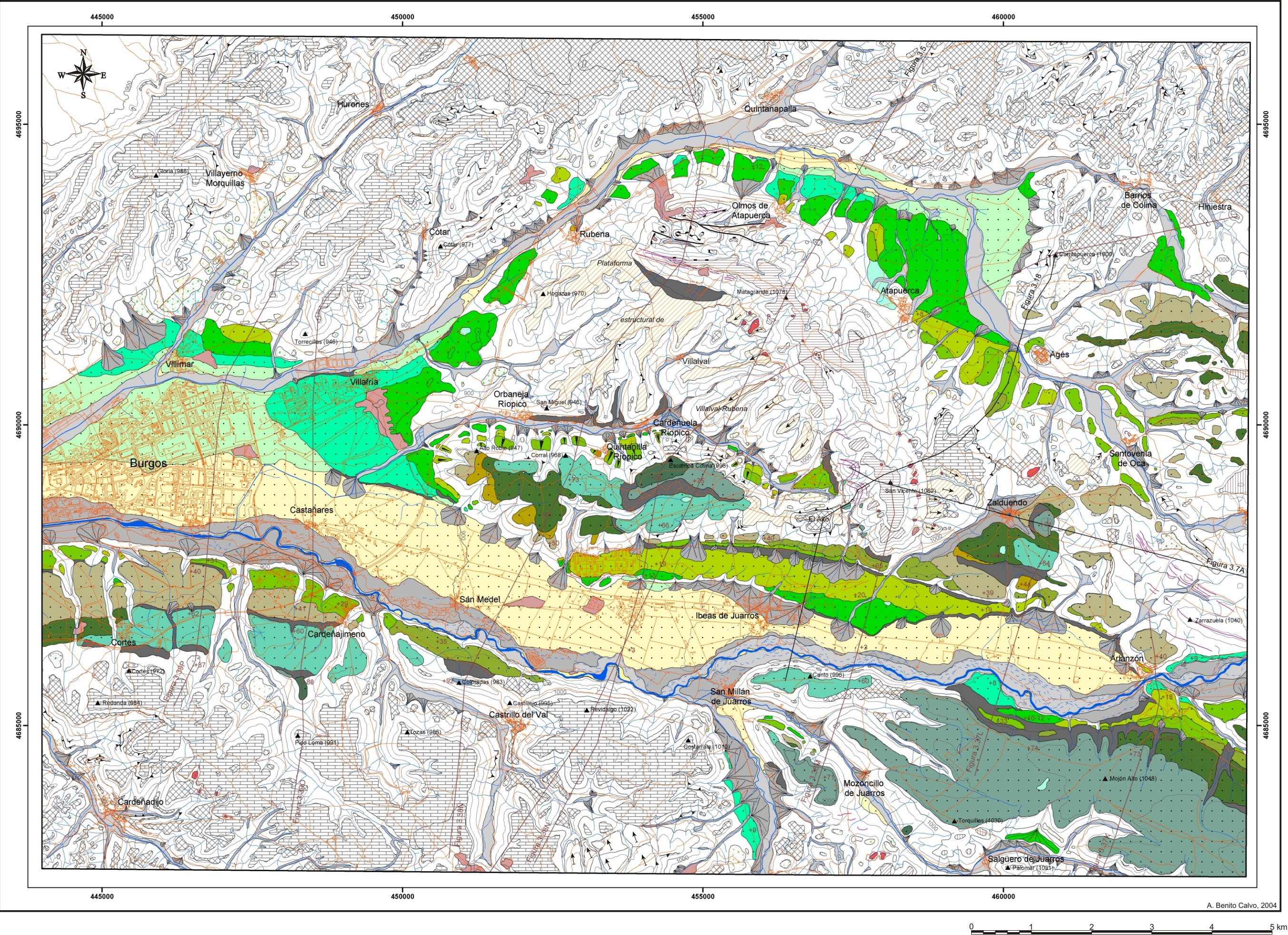
APÉNDICE III. MODELOS DIGITALES DEL TERRENO.

- III.1. Modelos digitales del terreno MDT10.
- III.2. Modelos digitales del terreno MDT20.

APÉNDICE IV. ANAGLIFOS.

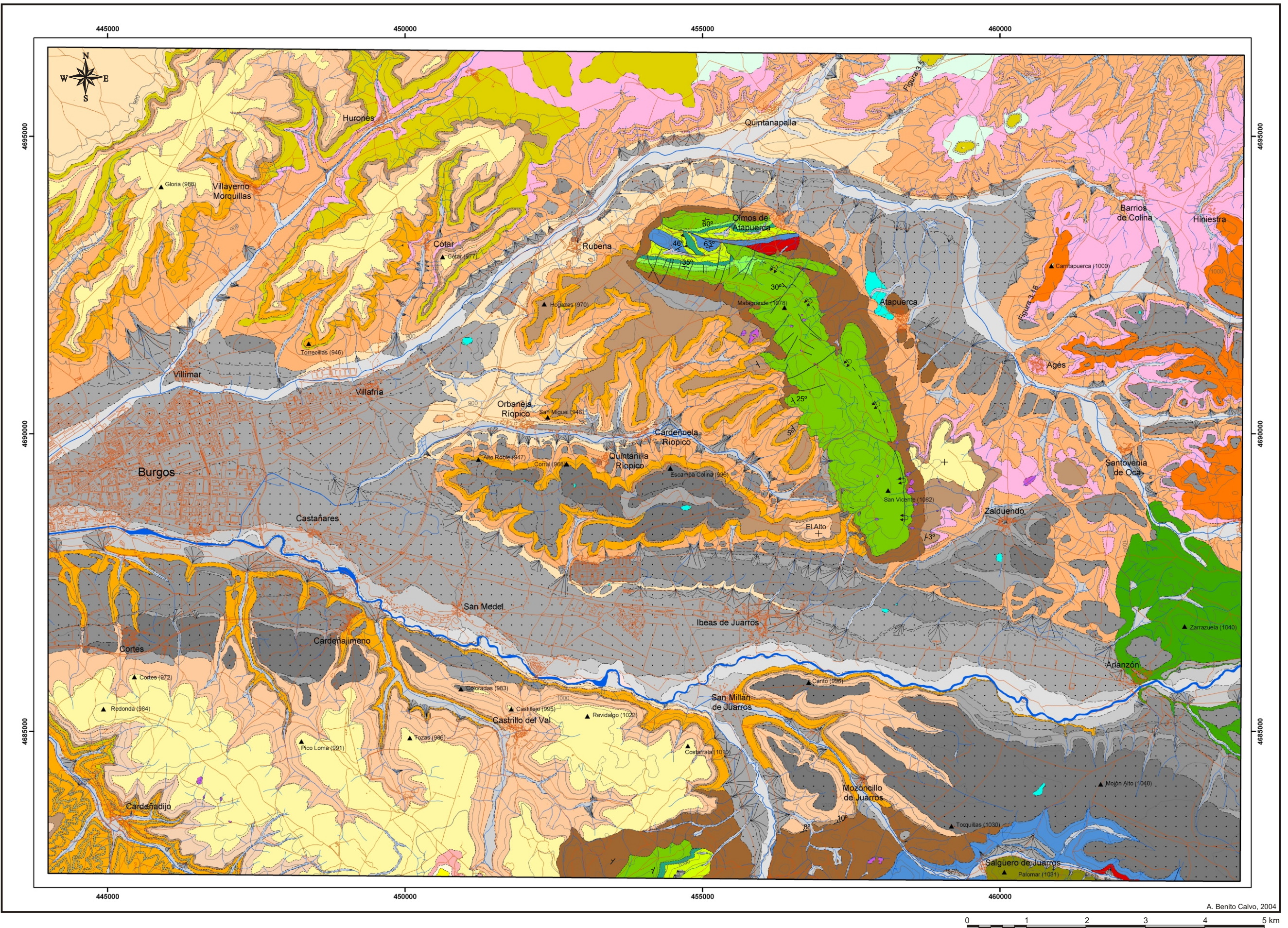
- IV.1. Anaglifo de la Sierra de Atapuerca y el valle medio del río Arlanzón. Sector central de estudio.
- IV.2. Anaglifos de la región nororiental de la Depresión del Duero y su enlace con los sistemas alpinos periféricos y el Corredor de la Bureba.

I.1. Mapa geomorfológico de la Sierra de Atapuerca y el valle medio del río Arlanzón. Sector central de estudio.



Mapa geomorfológico elaborado a partir de fotointerpretación de fotogramas aéreos escala 1:18.000, trabajo de campo y las hojas topográficas 1:10.000 de la Diputación Provincial de Burgos, el Servicio Geográfico del Ejército y el Ayuntamiento de Burgos. Elementos planimétricos extraídos de las hojas 1:25.000 del CNIG. Escala inicial 1:10.000. Para consultar la leyenda ver el Apéndice I.9.

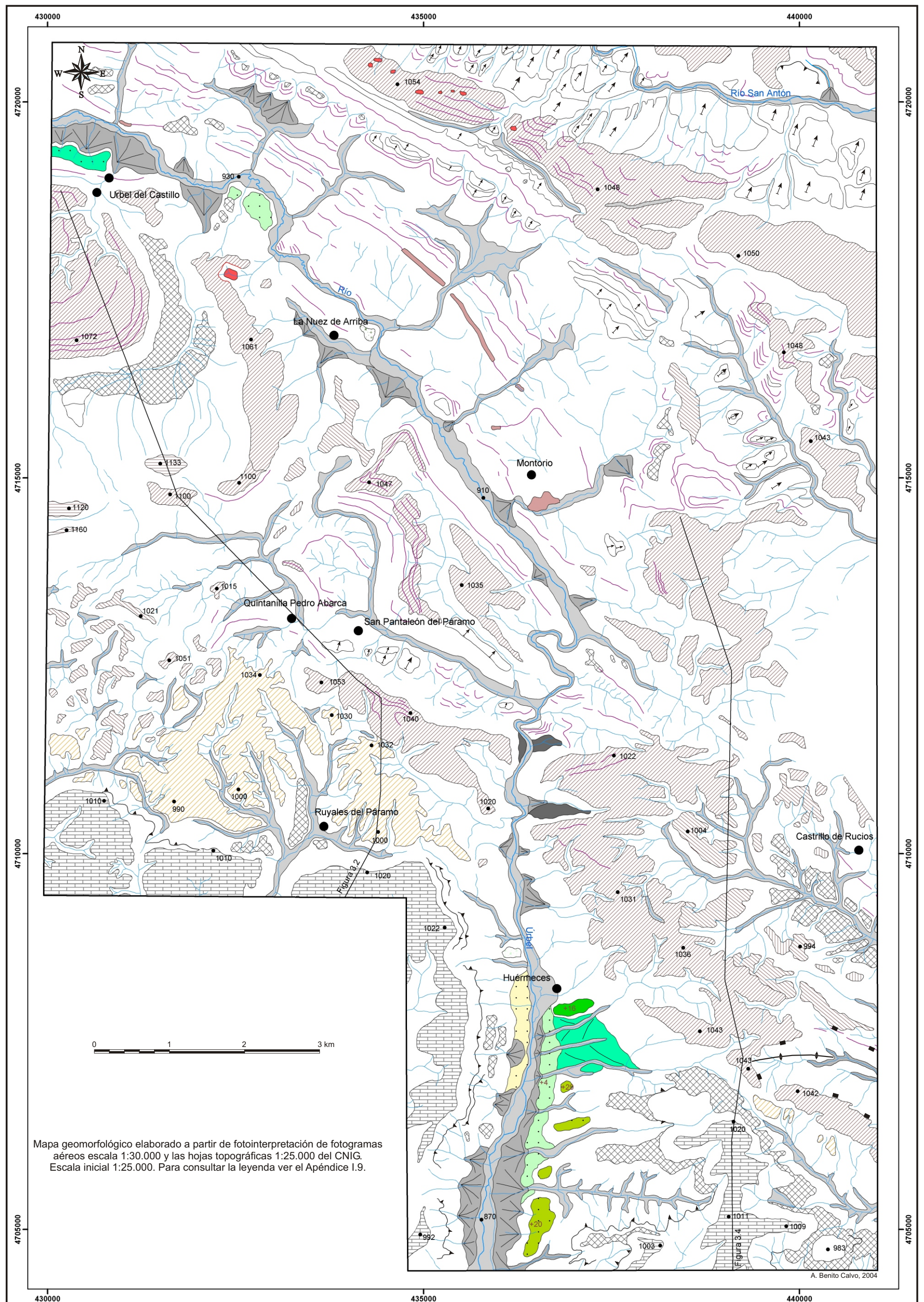
I.2. Mapa geológico de la Sierra de Atapuerca y el valle medio del río Arlanzón. Sector central de estudio.



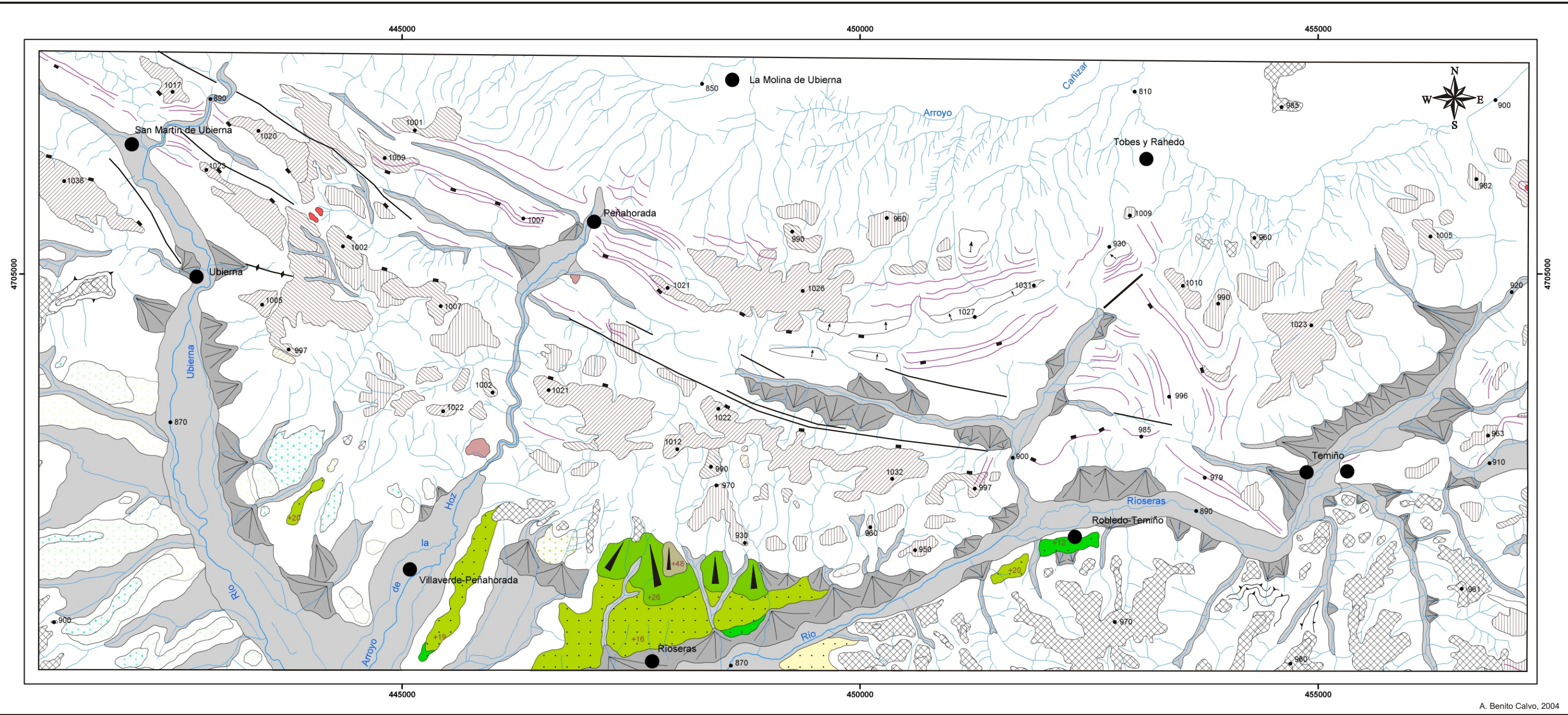
Mapa geológico elaborado a partir de fotointerpretación de fotogramas aéreos escala 1:18.000, trabajo de campo y las hojas topográficas 1:10.000 de la Diputación Provincial de Burgos, el Servicio Geográfico del Ejército y el Ayuntamiento de Burgos. En este mapa geológico se unifica la información de las hojas geológicas 1:50.000 de la Serie Magna del IGME (Boquera *et al.*, 1978b; Olivé *et al.*, 1990; Pineda, 1997a; García *et al.*, 1997) y del Mapa Geológico 1:200.000 elaborado por la Junta de Castilla y León (Cabrera *et al.*, 1997).

Elementos planimétricos extraídos de las hojas 1:25.000 del CNIG. Escala inicial 1:10.000. Para consultar la leyenda ver el Apéndice 1.9.

I.3.1. Mapa geomorfológico del borde meridional de la Cordillera Vasco-Cantábrica. Sector occidental, Zona de Huérmeces.



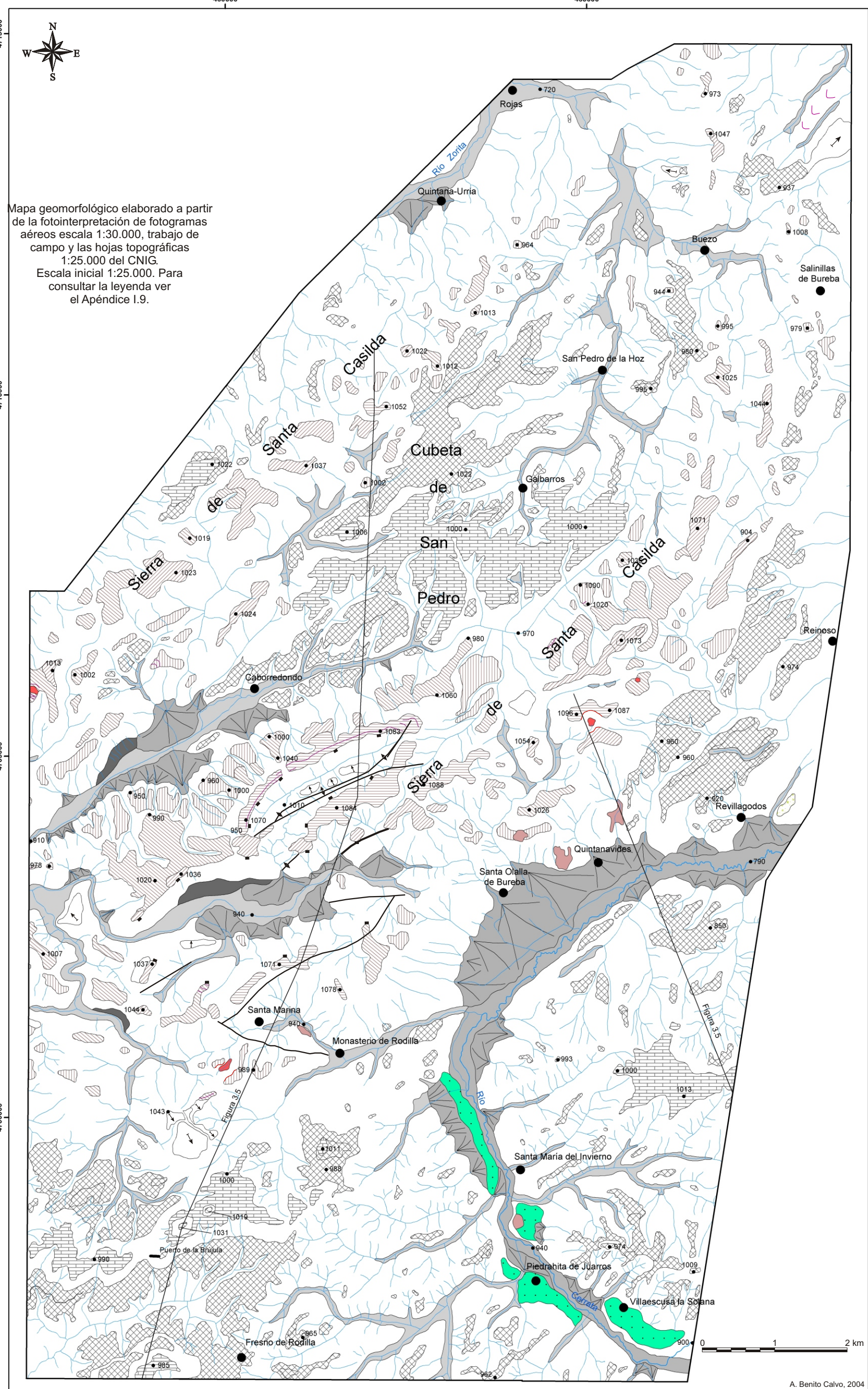
I.3.2. Mapa geomorfológico del borde meridional de la Cordillera Vasco-Cantábrica. Sector central, Sierra de Ubierna.



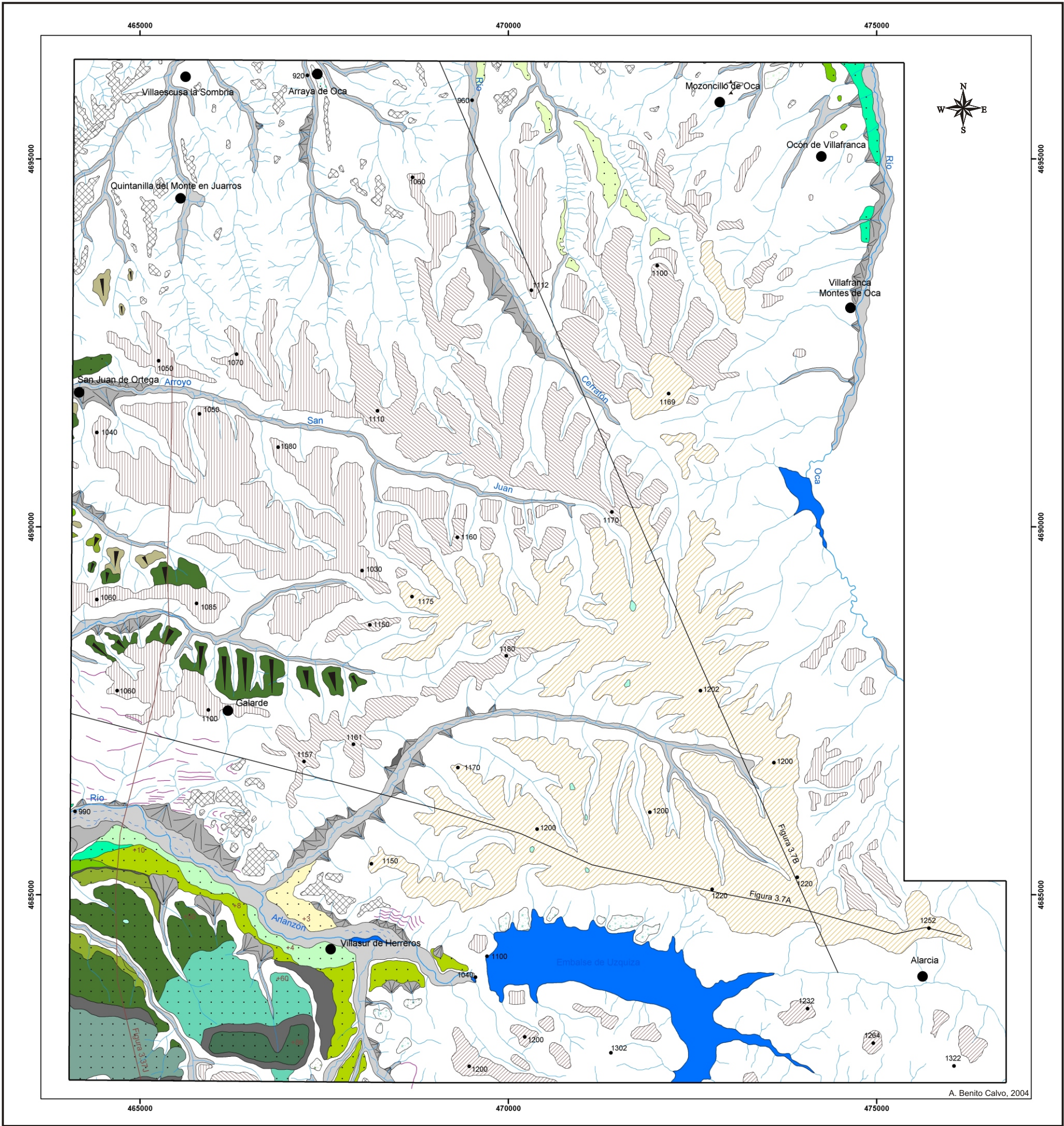
Mapa geomorfológico elaborado a partir de la fotointerpretación de fotogramas aéreos escala 1:30.000, trabajo de campo y las hojas topográficas 1:25.000 del CNIG.
Escala inicial 1:25.000. Para consultar la leyenda ver el Apéndice I.9.



Sector oriental, Sierra de Santa Casilda.



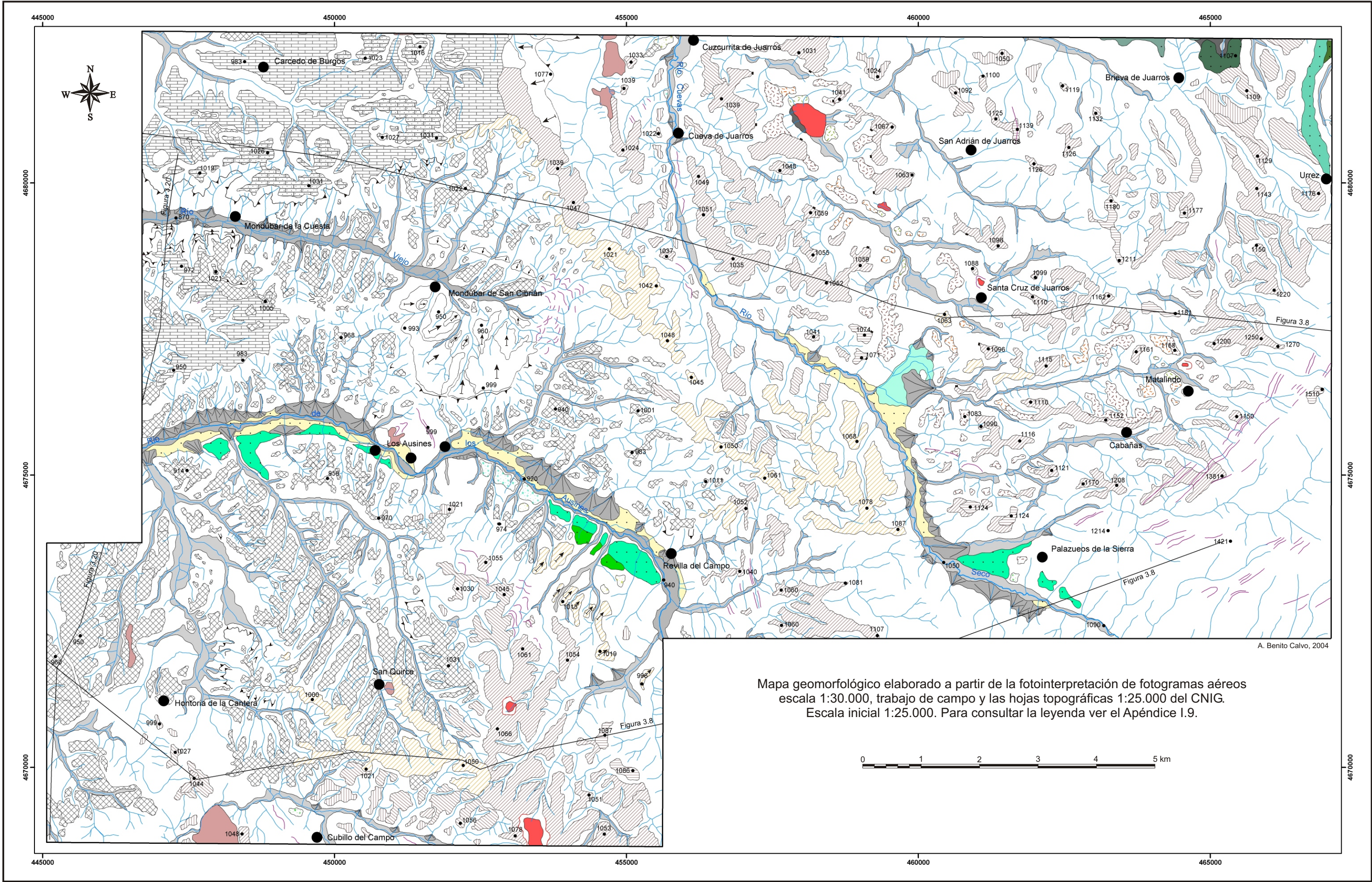
I.4. Mapa geomorfológico del enlace Sierra de la Demanda-área de La Pedraja.



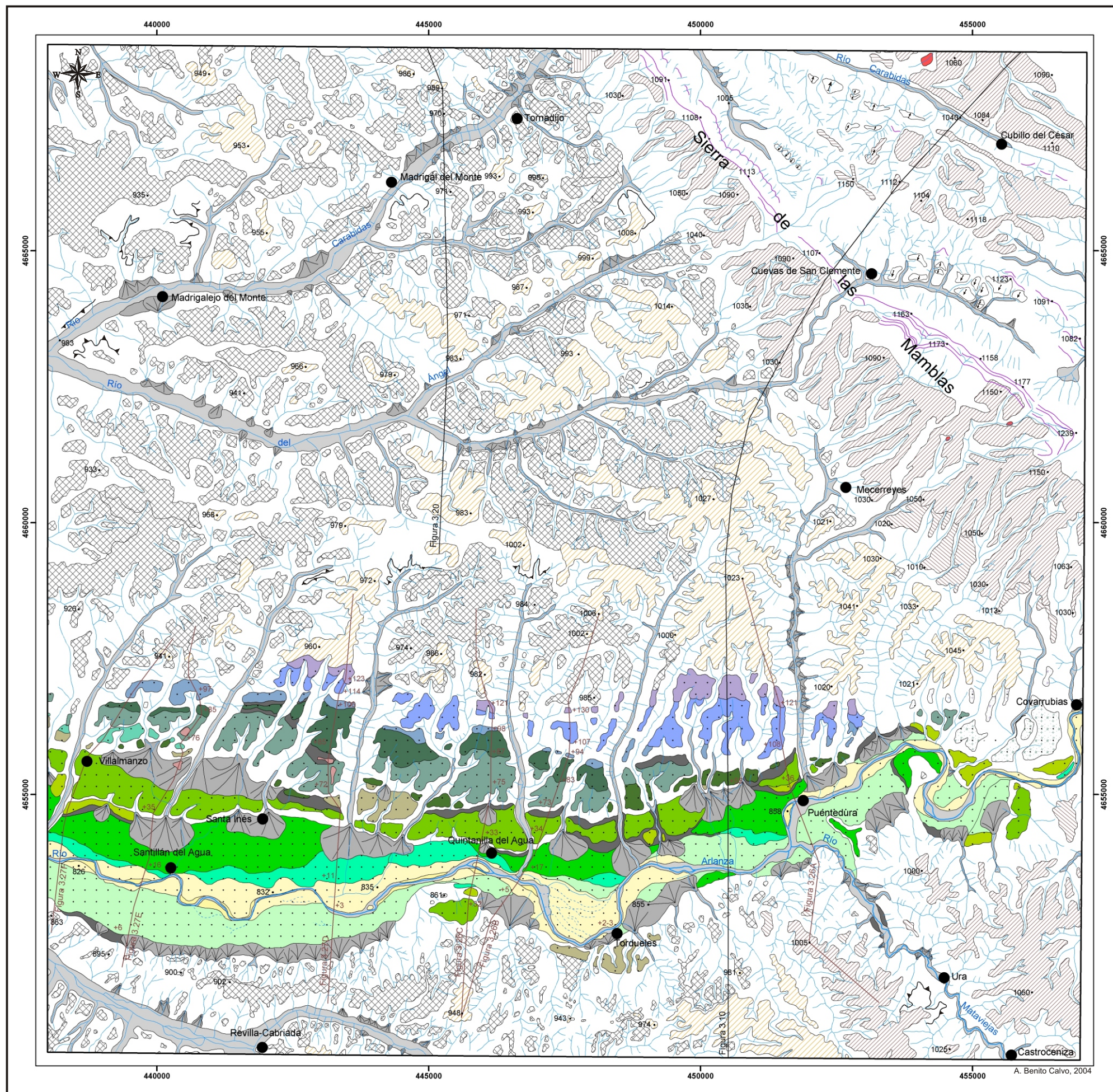
Mapa geomorfológico elaborado a partir de la fotointerpretación de fotogramas aéreos escala 1:30.000, trabajo de campo y las hojas topográficas 1:25.000 del CNIG.
Escala inicial 1:25.000. Para consultar la leyenda ver el Apéndice I.9.



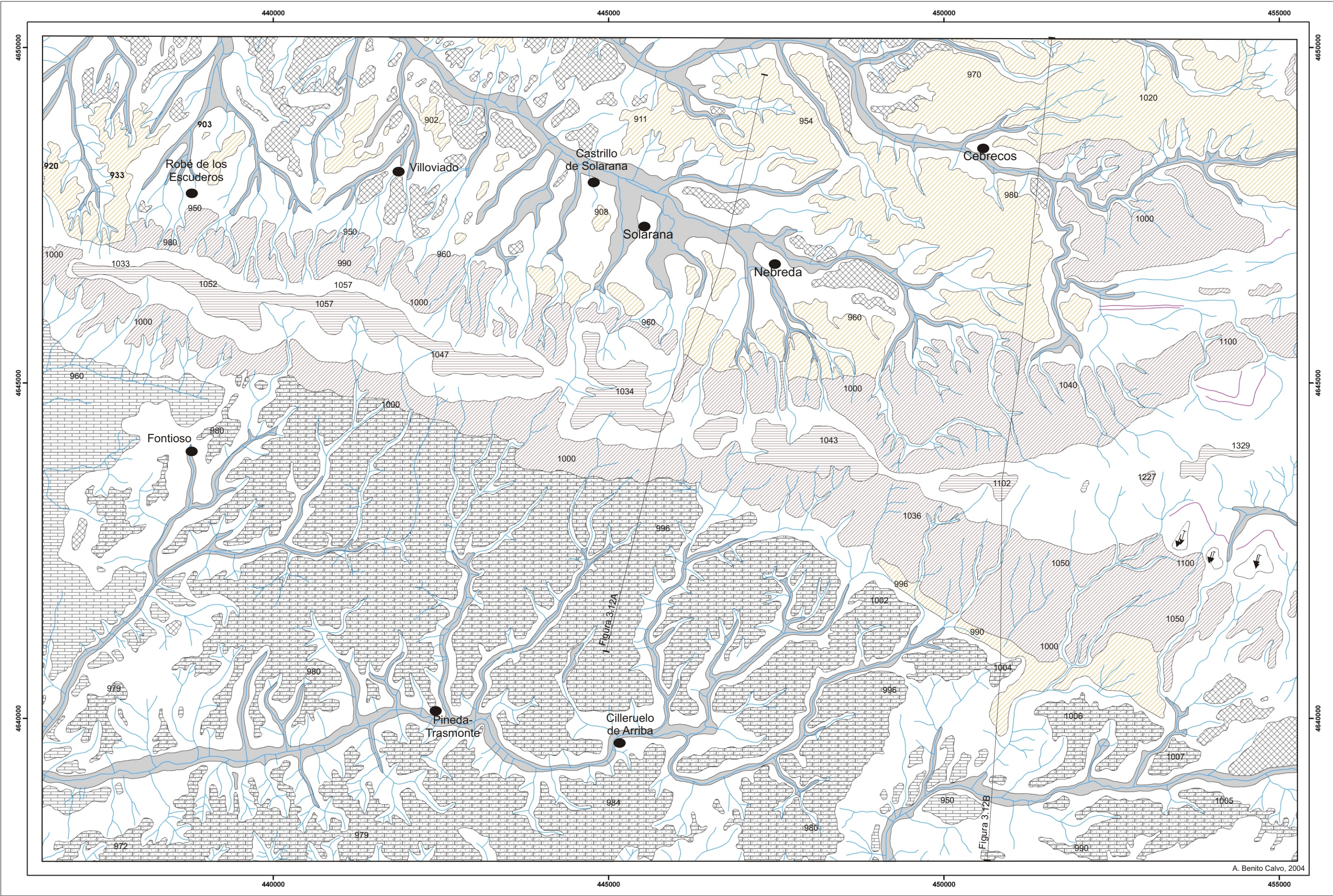
I.5. Mapa geomorfológico del enlace borde oeste de la Sierra de la Demanda-Cuenca del Duero.



I.6. Mapa geomorfológico del valle medio del río Arlanza y el enlace Sierra de las Mambblas-Cuenca del Duero.



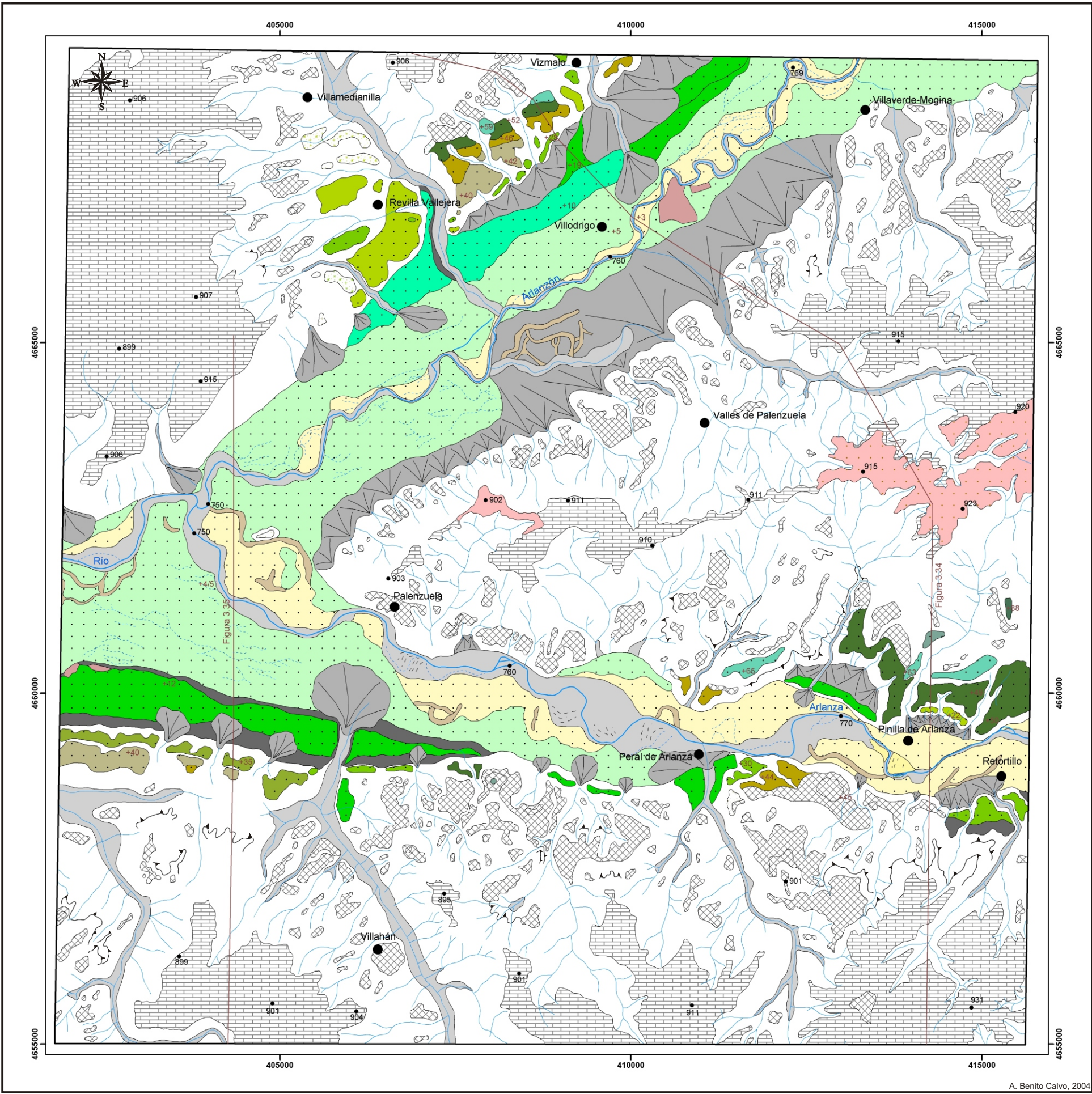
I.7. Mapa geomorfológico del enlace Sierra de Lerma-Cuenca del Duero.



Mapa geomorfológico elaborado a partir de fotointerpretación de fotogramas aéreos escala 1:30.000, trabajo de campo y las hojas topográficas 1:25.000 del CNIG.
Escala inicial 1:25.000. Para consultar la leyenda ver el Apéndice I.9.

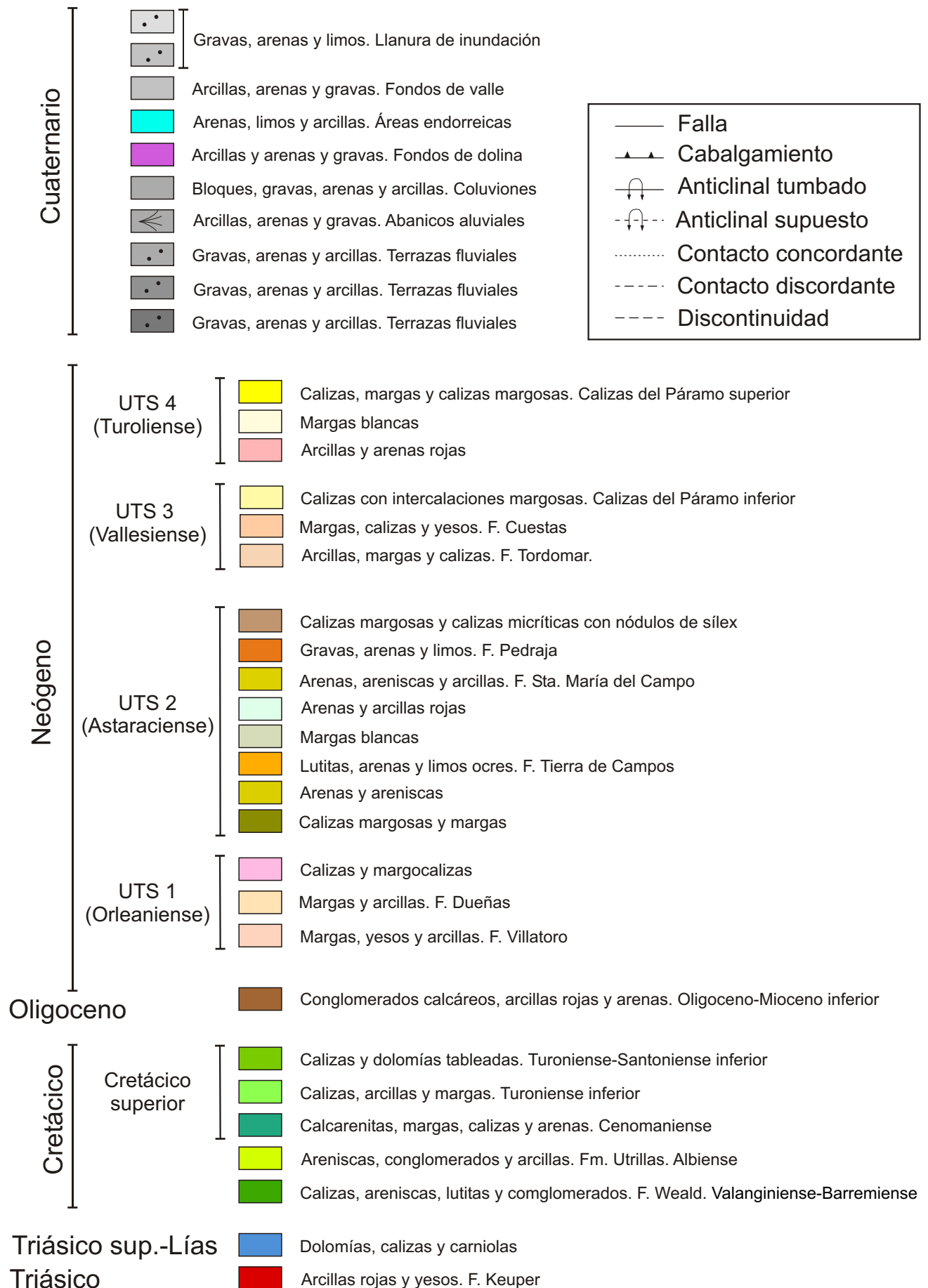


I.8. Mapa geomorfológico de la confluencia Arlanza-Arlanzón.












Mapa geomorfológico elaborado a partir de la fotointerpretación de fotogramas aéreos escala 1:30.000, trabajo de campo y las hojas topográficas 1:25.000 del CNIG. Escala inicial 1:25.000. Para consultar la leyenda ver el Apéndice I.9.

Apéndice I.9. Leyenda del mapa geológico










Apéndice I.9. Leyenda de los mapas geomorfológicos

Formas poligénicas





-  Superficie de erosión Se1. Oligoceno-Mioceno inferior
-  Superficie de erosión SE2
-  Sediaplano SD2, correlativo a la superficie de erosión SE2
-  Superficie de erosión Se3. ¿Tuoliense superior?
-  Superficie de erosión Se4. ¿Pliocuaternario?
-  Superficie Poligénica del Páramo Superior. Tuoliense superior-¿Rusciniense?
-  Superficie Poligénica del Páramo Inferior. Pliocuaternario
-  Glacis
-  Depósitos fluviales terciarios

Mioceno medio. Finalización en el Astaraciense







Formas exokársticas

-  Fondo de dolina con depósitos
-  Fondo de dolina rocoso
-  Borde de dolina
-  Borde de depresiones de control litoestructural
-  Plataforma de corrosión 1
-  Plataforma de corrosión 2
-  Plataforma de corrosión 3




Hidrografía

-  Río
-  Arroyo
-  Canal abandonado
-  Área endorreica

Elementos morfoestructurales

-  Plataformas estructurales
-  Cuestas estructurales, dirección de inclinación
-  Línea de capa
-  Escarpe
-  Falla con expresión morfológica
-  Anticlinal

Elementos planimétricos

-  Poblaciones (I.3, I.4, I.5, I.6, I.7 y I.8)
-  Redes de comunicación (I.1 y I.2)
-  Edificaciones (I.1 y I.2)




Formas de ladera

-  Coluvión


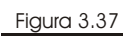
Antrópico

-  Huecos mineros

Elementos topográficos

-  900 Curvas de nivel, equidistancia de 20 m (I.1 y I.2)
-  Vértice, altura en m (I.1 y I.2)
-  998 Cota en m (I.3, I.4, I.5, I.6, I.7 y I.8)

Otros

-  Figura 3.2 Cortes geomorfológicos presentados en el Apartado 3.3
-  Figura 3.37 Cortes geomorfológicos presentados en el Apartado 3.1

Apéndice I.9. Leyenda de los mapas geomorfológicos (continuación)

Formas fluviales



Conos de deyección



Barras fluviales



Meandros abandonados



Barra de meandro




Terraza fluvial



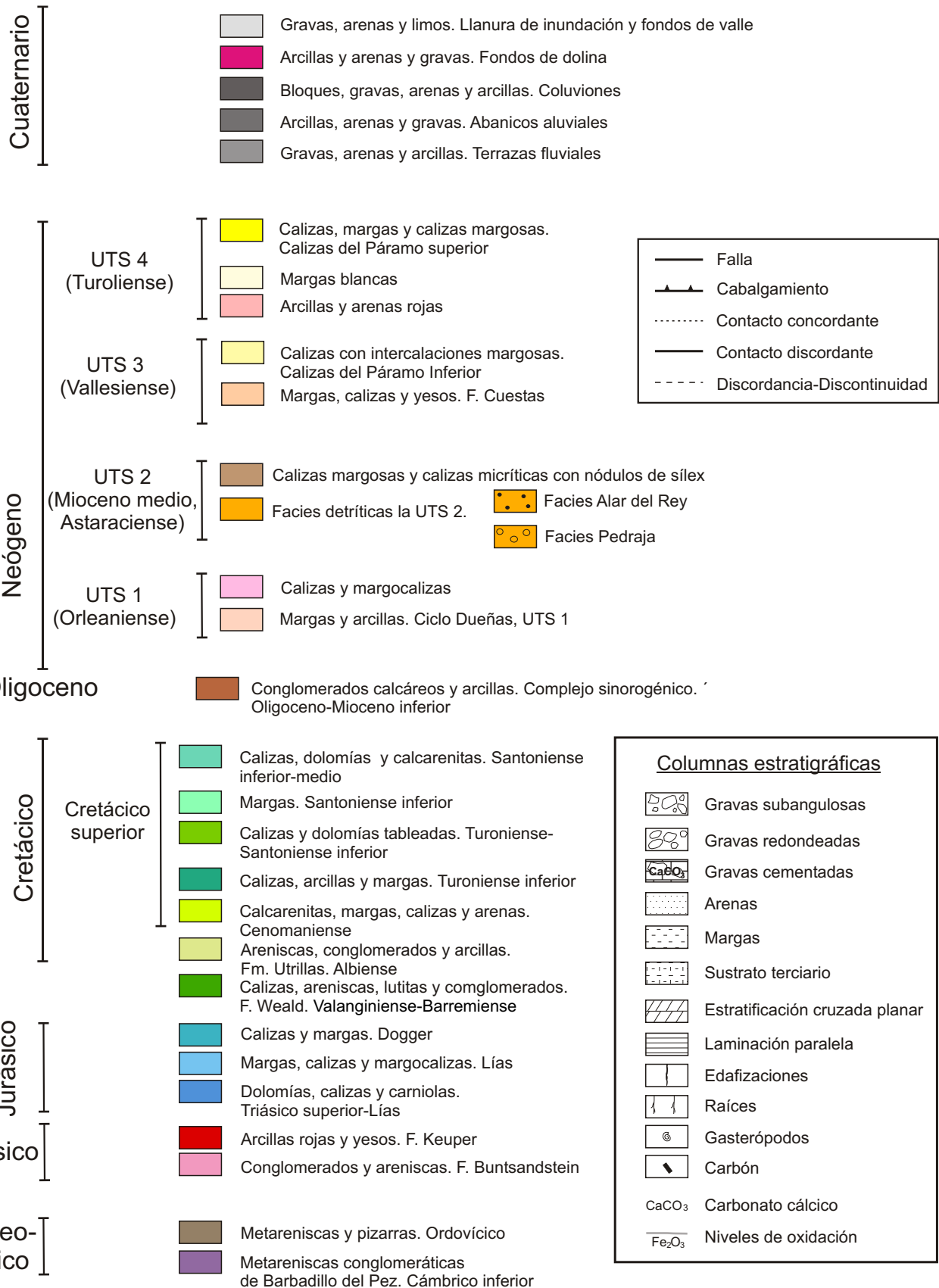
Terraza erosiva



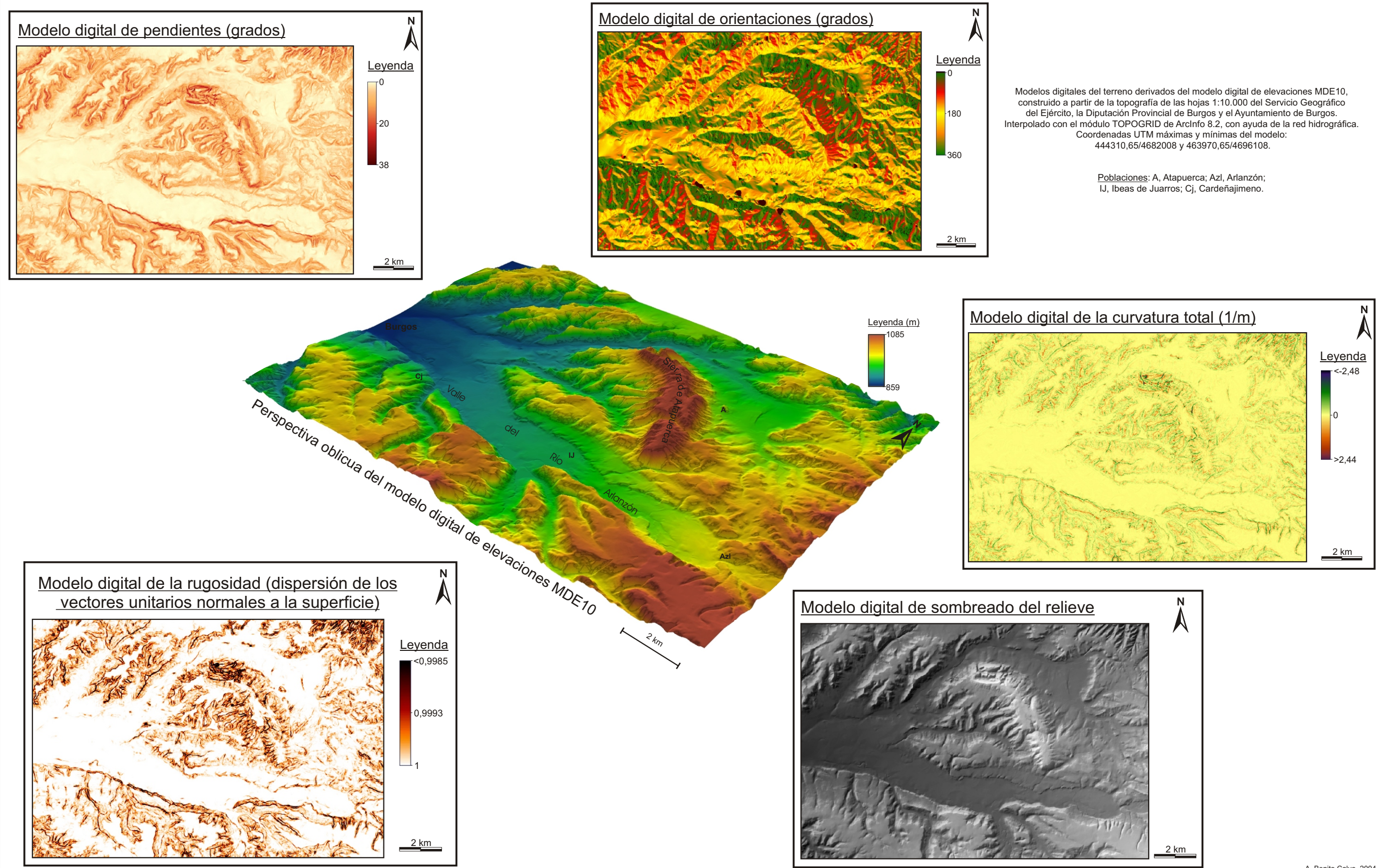
Terraza indeterminada

Cuaternario		Holoceno			Secuencia general		Valles fluviales de la región nororiental de la Cuenca del Duero										
		Superior	Medio		Inferior	Nivel de Terraza		Altura relativa	Arlanza	Arlanzón	Ubierna	Úrbel	Vena	Pico	Cueva-Seco	Ausines/Lara	Cerrata o de la Pedraja
						Llanura aluvial											
					T18	+0,2	+0.5-1		+0,2						-		
					T17	+1			+1	+1-2		+1	+0.5-1		+1-2		
					T16	+2-3		+2-3	+2-3	+2-3	+3	+2		+2	+3		
					T15	+4-6		+4-6	+4-6	+4-6	+4-5	+4-5					
					T14	+8-10		+8-11	+8-10	+9	+10	+8-9		+8-9		+8-9	
					T13	+12-13		+12-17	+12-13	+12-14	+16	+12-14	+2-7		+11		
					T12	+13-23		+20-23	+13-20	+16-20	+20-22	+18-20	+3-14		+21		
					T11	+19-30		+30	+19-30	+26		+9-29	+8-20	+29			
					T10	+26-35		+33-36	+26-35			+26-35		+34-37			
					T9	+38-40		+38-42	+38-40	+40		+15-39		+40			
					T8	+44-46		+45-46	+44-46								
					T7	+49-57		+49-57	+50-54			+35-57					
					T6	+60-67		+64-67	+60-67					+62			
					T5	+70-78		+73-79	+70-78					+75-77			
					T4	+84-88		+83-87	+84-88								
					T3	+92-97		+94-106	+92-97								
					T2	+107-114		+107-114									
					T1	+121-130		+121-130									

Apéndice II. Leyenda de las figuras presentadas en el texto.

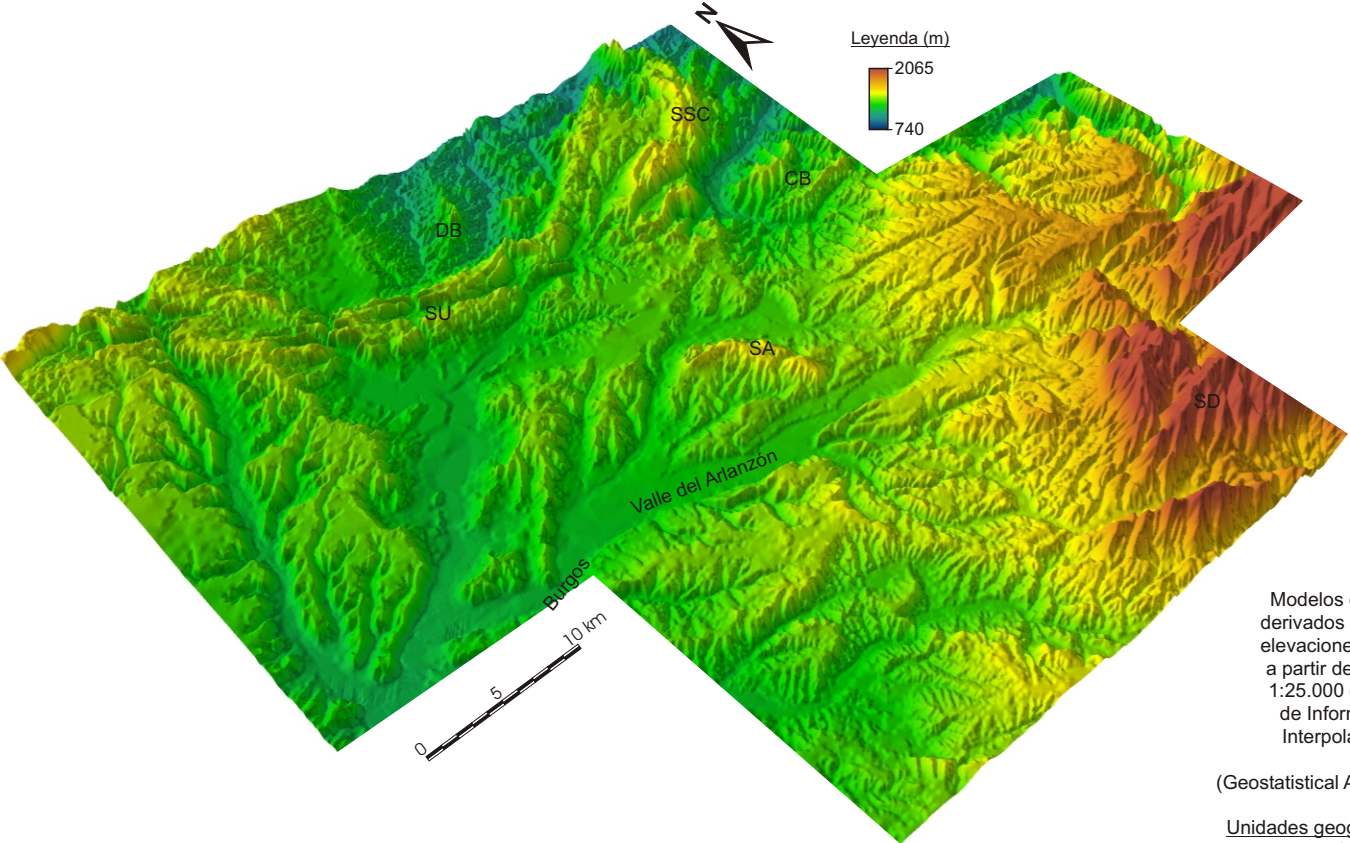


III.1. Principales modelos digitales del terreno de la Sierra de Atapuerca y el valle medio del Río Arlanzón.



III.2 Modelos digitales del terreno del sector nororiental de la Depresión del Duero.

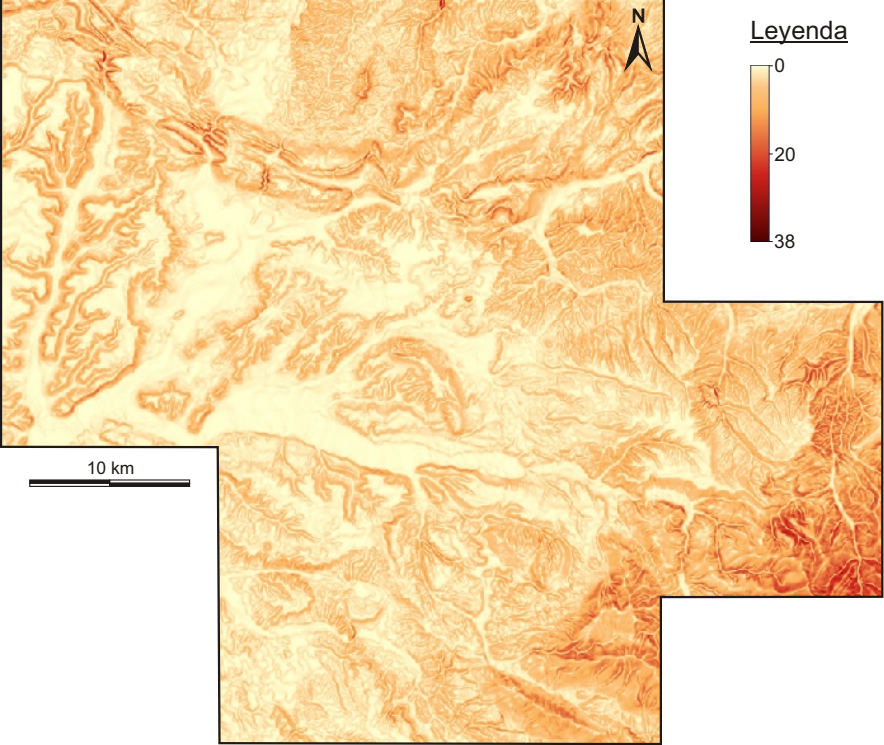
Perspectiva oblicua del modelo digital de elevaciones MDE20



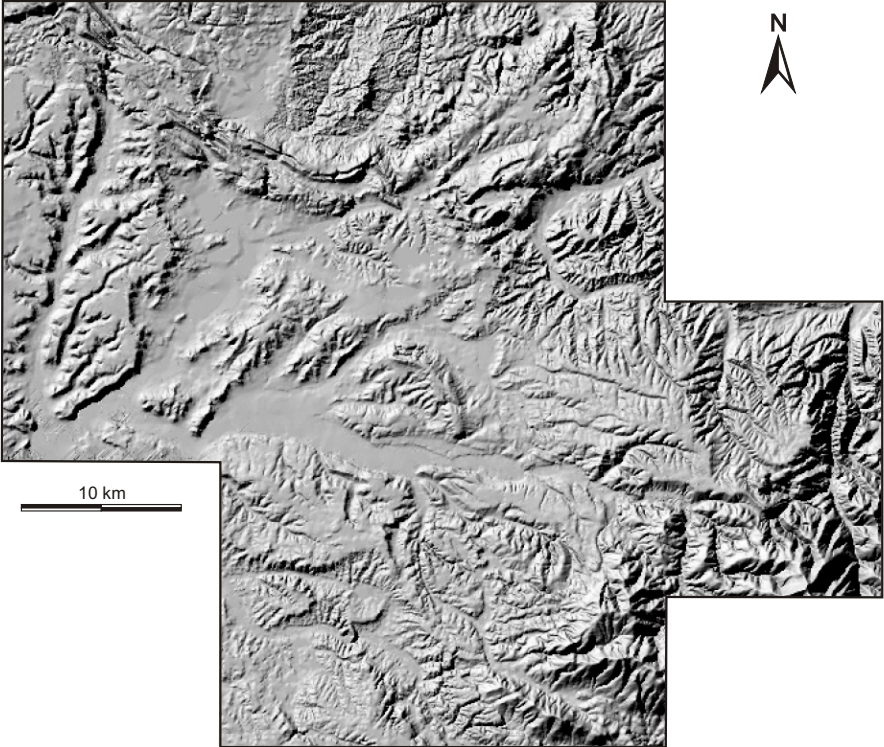
Modelos digitales del terreno derivados del modelo digital de elevaciones MDE20, construido a partir de la topografía digital 1:25.000 del Centro Nacional de Información Geográfica. Interpolado con el método del *kriging* (Geostatistical Analyst, ArcInfo Desktop).

Unidades geográficas: SD, Sierra de la Demanda, SA, Sierra de Atapuerca; SSC, Sierra de Santa Casilda, SU, Sierra de Ubierna, CB, Corredor de la Bureba, DB, Depresión de la Bureba.

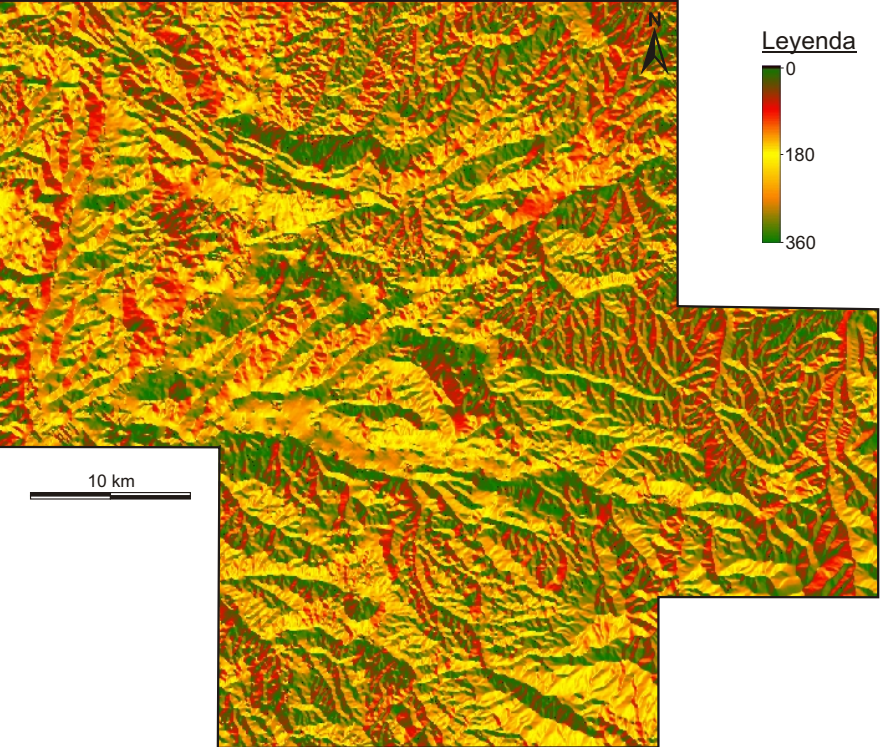
Modelo digital de pendientes (grados)



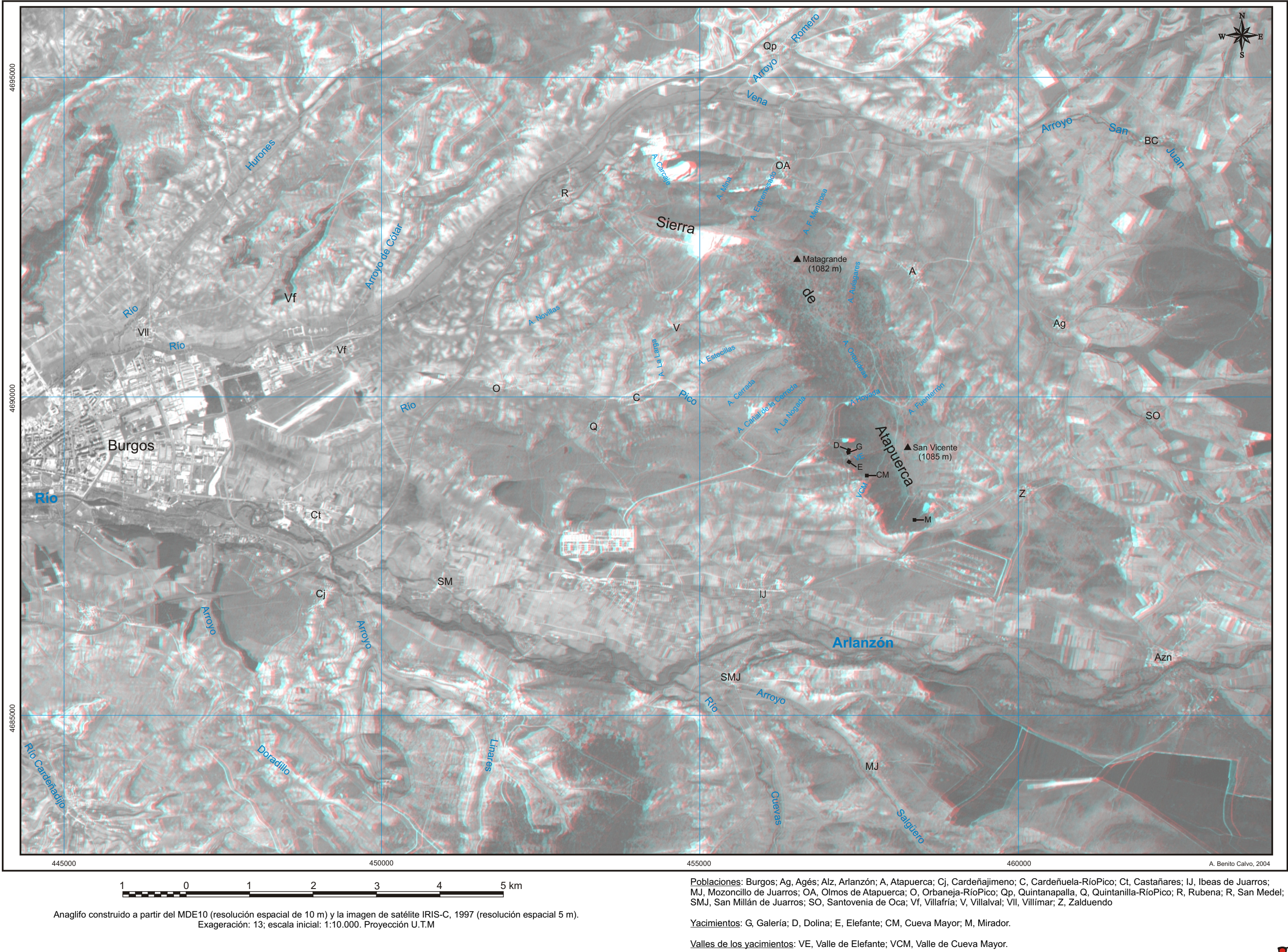
Modelo digital de sombreado del relieve



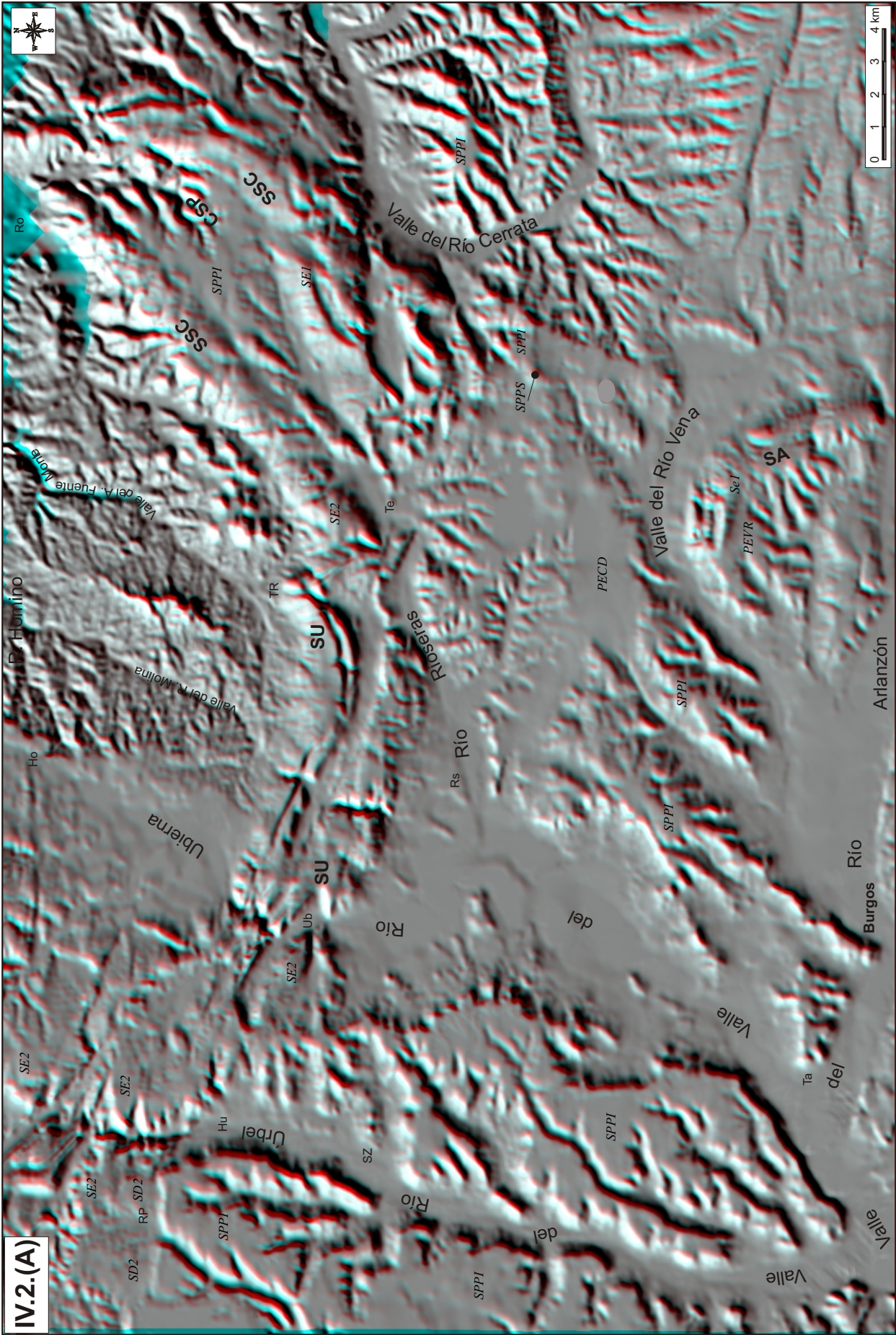
Modelo digital de orientaciones (grados)



IV.1. Anaglifo de la Sierra de Atapuerca y el valle medio del Río Arlanzón. Sector central de estudio.

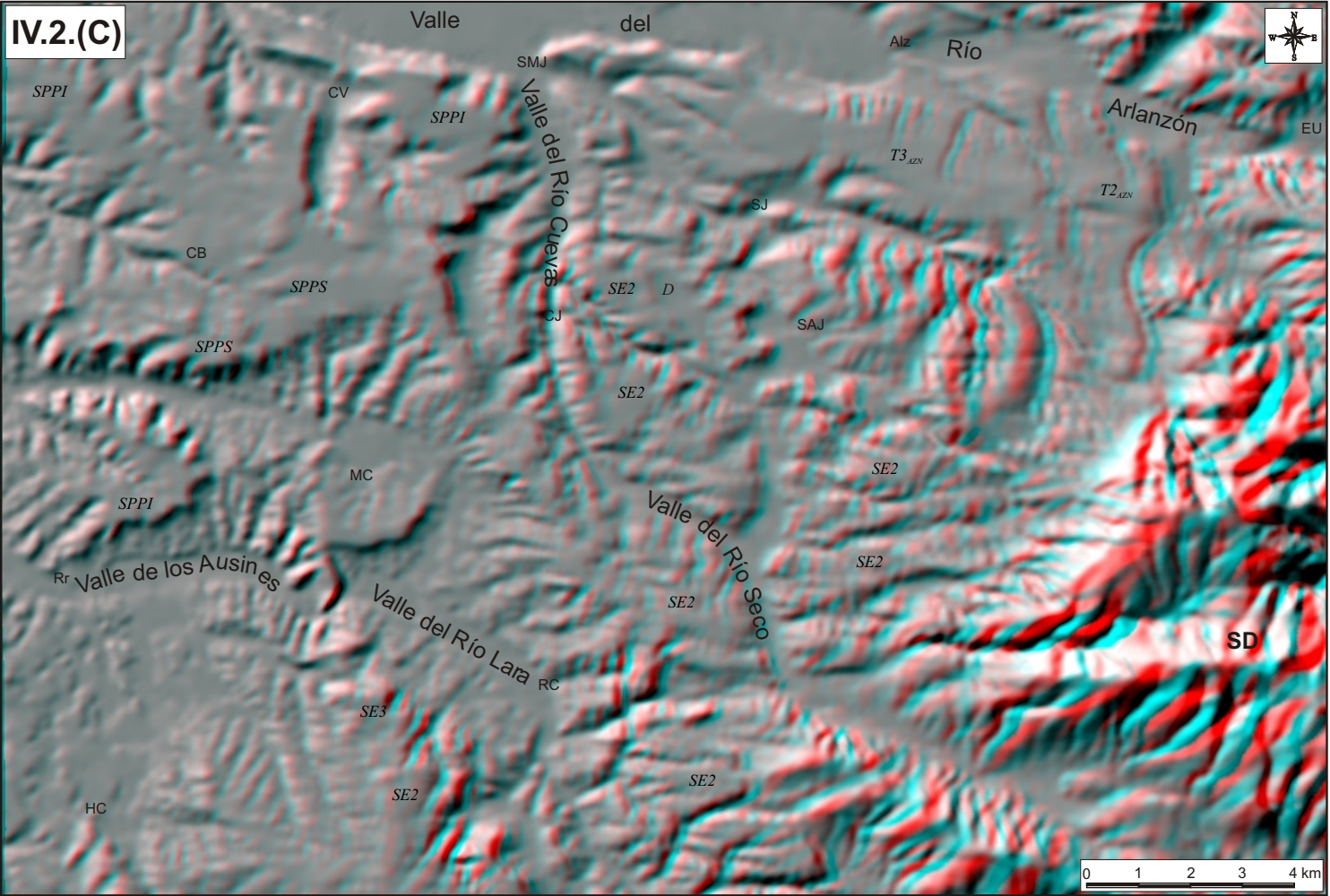
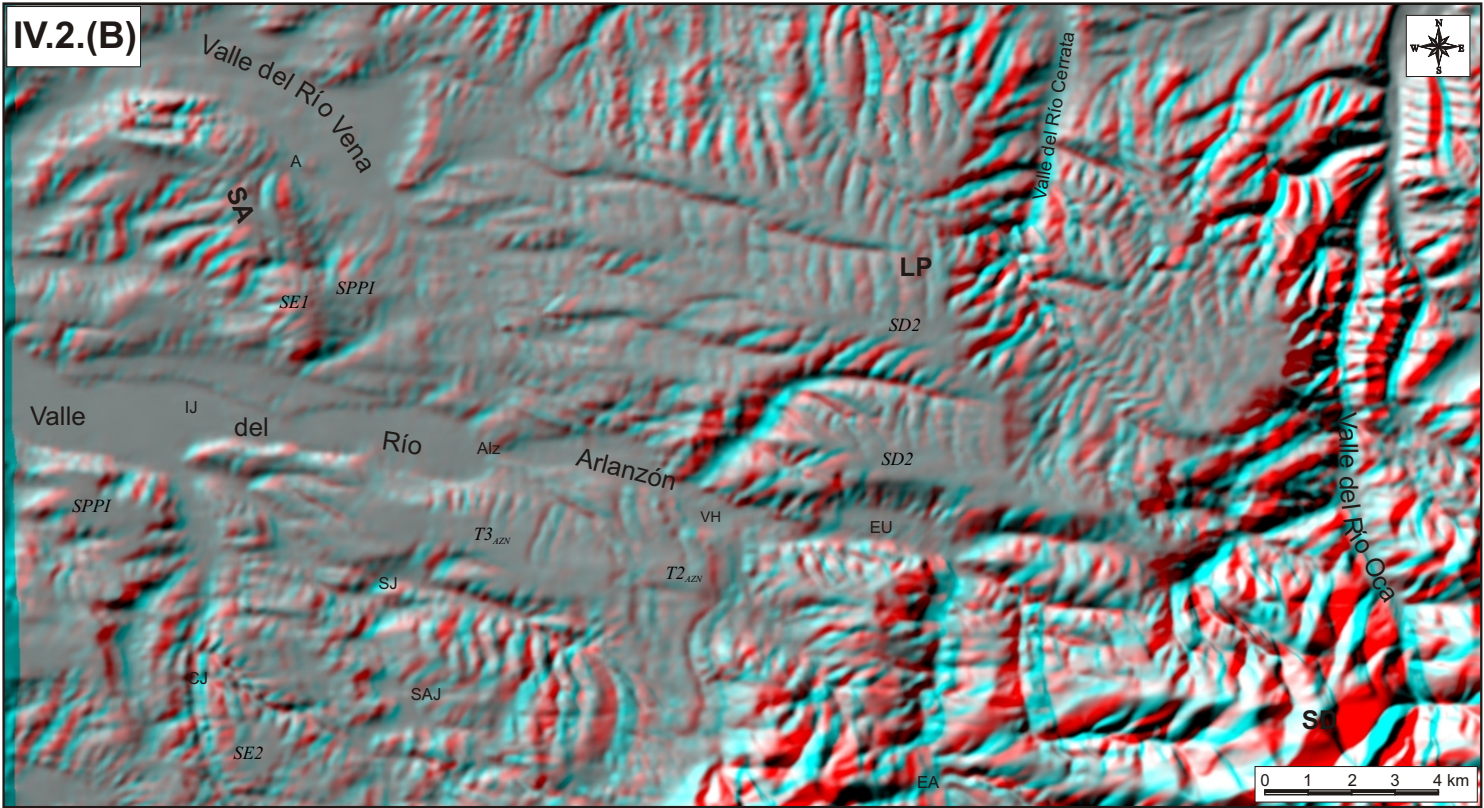


IV.2. Anaglifos del sector nororiental de la Depresión del Duero en su enlace con los relieves alpinos periféricos y el Corredor de la Bureba. (A) Bordo meridional de la Cordillera Vasco-Cantábrica. (B) Bordo norte de la Sierra de la Demanda-área de La Pedraja-Sierra de Atapuerca. (C) Bordo oeste de la Sierra de la Demanda-Cuenca del Duero.



Anaglifos construidos a partir del modelo de sombreado del MDE20 (resolución espacial de 20 m).
Exageración vertical: 20; escala inicial: 1:25.000

Unidades geográficas: SD, Sierra de la Demanda; LP, La Pedraja; SA, Sierra de Atapuerca; SU, Sierra de Ubierna; SSC, Sierra de Santa Casilda; CSP, Cubeta de San Pedro; Morfologías: PECD, plataforma estructural sobre las calizas terminales de la F. Dueñas; PEVR, Plataforma estructural de Villalval-Rubena; SPP1, Superficie Poligénica del Páramo Inferior; SPPS, Superficie Poligénica del Páramo Superior, SE2, superficie de erosión SE2, SD2, sediplano correlativo a la superficie de erosión SE2; SE1, superficie de erosión SE1.



Embalses: EU, Embalse de Uzquiza; EA, Embalse del Arlanzón. Poblaciones: Alz, Arlanzón; A, Atapuerca; CB, Carcedo de Burgos; BC, Barrios de Colina; CV, Castrillo del Val; CJ, Cueva de Juarros; Ho, Hontomin; HC, Hontoria de la Cantera; Hu, Huérmeces; IJ, Ibeas de Juarros; MC, Mondúbar de San Cibrián; RC, Revilla del Campo; Rr, Revillarruz; Ro, Rojas; R, Rubena; Rp, Ruyales del Páramo; SJ, Salguero de Juarros; SAJ, San Adrián de Juarros; SMI, Santa María del Invierno; SZ, Santibáñez-Zaraguda; Ta, Tardajos; Te, Temiño; TR, Tobes-Rahedo; Ub, Ubierna.